

グロースベッター

第 43 卷

月例会「長期予報と大気大循環」報告

—— テーマ：気候の長期的な変化と季節予報 ——

北日本の冷夏の周期性と熱帯太平洋 SST との関係	菅野 洋光	1
過去 121 年間の北日本の冷夏と ENSO・アジアモンスーンの関係	田中 実	14
半世紀前から 2004～06 年に、2～3 年の干天、暴風雨群を予測 ～異常気象は正常な気象、「自然科学法則」通りに発生、数十年前、数百年前から予測可能～	正村 史朗	24
地球温暖化の影響を受ける台風、前線、オホーツク海高気圧について	谷貝 勇	45
日本・韓国における極端な気温の変動の解析	中三川 浩・村上 喜章・中村 理恵・福山 幸生	56
両半球中緯度対流圏の高温現象について	小林 ちあき	71
CCSR/NIES/FRCGC CGCM による 20 世紀気候再現実験	永島 達也・野沢 徹・小倉 知夫・横畠 徳太・岡田 直資・塩竈 秀夫	76
MRI-CGCM2 による 20 世紀の気候再現実験における数十年スケールの北極振動的変動	行本 誠史	84

2005 年 6 月

L . F . グループ

北日本の冷夏の周期性と熱帯太平洋 SST との関係

東北農業研究センター
菅野洋光

1. はじめに

近年の北日本の夏季の天候をみると、1970年代後半以降、年々の変動が大きくなっており、冷夏の後に暑夏となる傾向がみられる(栗原, 2001 ; Kurihara, 2003)。特に1993年冷夏と1994年暑夏については、社会的なインパクトも大きく、その発生原因についての総合的な研究報告がなされている(安成, 1997)。西森(1997, 1999)は、特徴的な大気循環パターンから北日本夏季気温の年々変動を説明した。また、花輪(1997)は1970年代半ば以降、北日本太平洋沿岸域において夏季気温の年々変動が増加していること、及び、Nitta and Yamada(1989)により指摘された気候ジャンプとの関係を議論している。最近では、Kurihara(2003)が、北日本において暑夏と冷夏が交互に出現しており、ほぼ6年の周期で変動していることを明らかにした。また、Kanno(2004)によれば、1982年以降については、北日本の夏季天候には5年周期が明瞭に現出している。

北日本の冷夏・冷害は、主に「ヤマセ」と呼ばれる低温の北東風によってもたらされる(例えば、Ninomiya and Mizuno, 1985)。ヤマセは、オホーツク海に高気圧、本州付近に前線や低気圧の存在する北高型の気圧配置下で吹走する(例えば、工藤 1981)。この点から、北日本の南北気圧差が、ヤマセの吹走と北日本の夏季天候を示すインデックスとして適当であると考えた。気圧差インデックスに関しては、松村・謝(1998)が、イルクーツクと根室の気圧差を冬季モンスーンのインデックスとして用い、また、佐藤・高橋(2001)が富山と稚内の気圧差を使って気圧場の年々変動を明らかにしている。

北日本の南北気圧差を求めるにあたり、稚内と仙台の地上気圧を用いた。日本の北

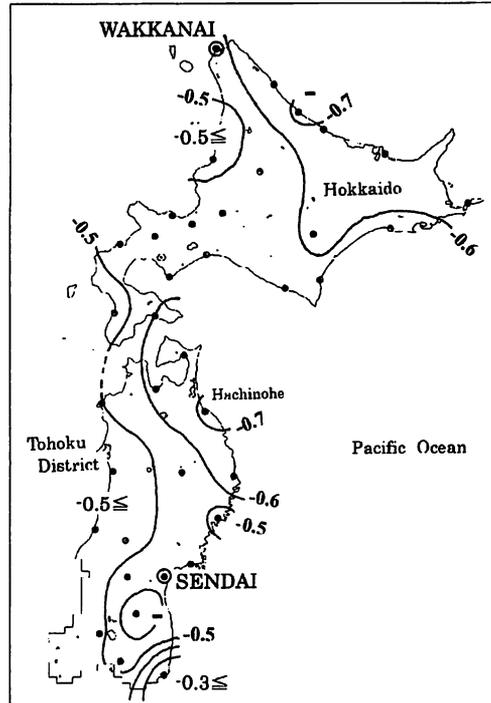


図1 稚内と仙台における気圧差(PDWS)と東北地方の地上気温との相関係数。気圧差・気温ともに夏季平均値(JJA)を1950~2002年について用いている。稚内と仙台の気圧は地上気圧を用い、黒丸は気温データを用いた気象官署を示す。全地点で危険率5%以下で統計的に有意。

東端に位置する根室と仙台の気圧差も試みたが、5~6年スケールの周期変動は稚内を用いた方がより明瞭であった。また、仙台より南の気象官署については、本州南岸に位置する低気圧や前線の影響を受けることが懸念されたために使わなかった。

本報告で示す図を作成するにあたり、北海道と東北地方における気象官署データ、および NCEP/NCAR の再解析等圧面高度、SST(Surface Skin Temperature)、OLR データ (Kalney et al., 1996)、NOAA の SST データ (Extended Reconstructed Sea Surface Temperatures, Ver.1) を用いた。いくつかの図は、NOAA-CIRES/Climate Diagnostic Center のウェブサイト (<http://www.cdc.noaa.gov/>) で作成したものを元としている。

2. 北日本の夏季南北気圧差に認められる周期変動

はじめに稚内と仙台の気圧差(以下 PDWS {Pressure Difference between Wakkanai and Sendai} と略す)と、北日本の気象要素との関係性を述べる。図 1 には、PDWS と夏季平均気温(JJA)との相関係数分布を示す。全地点で危険率 5%以下で、統計的に有意である。全域で負の相関を示し、特に北海道の北東部~オホーツク海沿岸、東北地方北東部および福島県の一部で相関が高い。一方、日本海側では-0.5 よりも値が小さい。このよ

うような分布はヤマセ吹走時の気温分布と良く一致している。この他、日照時間についても気温と同様の東西コントラストが認められ、PDWS は北日本の夏季天候を示すインデックスとして適当である。つぎに、PDWS の経年変化をみる。図 2 には、月平均 PDWS の 1950~2004 年の時間変化を示す。冬季にしばしば負になるが、これは、西高東低の冬型の気圧配置になると、北海道の北で低気圧が発達するため、北の方が低圧になることによる。暖候期にはほとんど正の値となっており、特に 6 月~8 月の夏季に値が高まっている。夏季の PDWS の時間変化に注目すると、1980 年代以前では、明瞭な周期性は認められない。1950 年代半ばに値が高くなっているが、それ以降は 1966~67 年の夏前後に高い他は、顕著な高まりは見られない。ところが、1980 年代以降にな

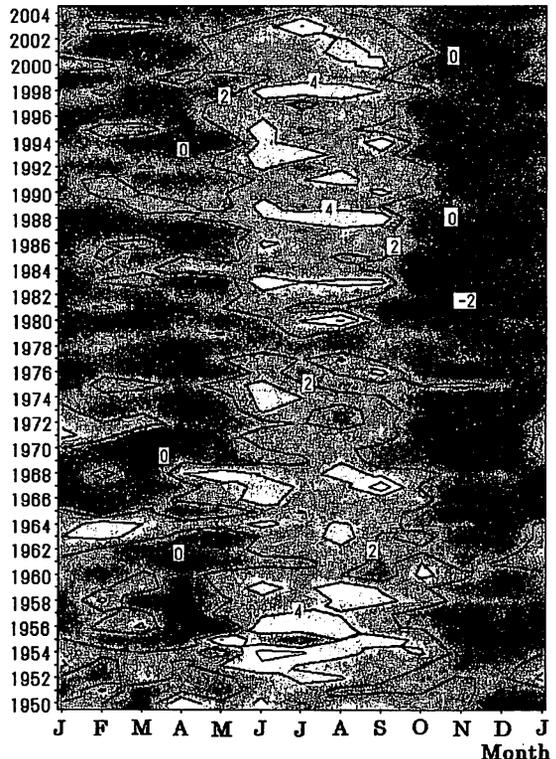


図 2 月平均 PDWS の時間変化。縦軸は西暦年で 1950 年から 2004 年までを、横軸は月で 1 月~12 月を、右端の J は翌年の 1 月を示す。

ると、周期的に夏季のPDWSが高まっていることがわかる。1983年、1988年、および1998年では6月～9月にかけて4hPa以上となっており、このほか1980年は7・8月が、また1993年は6・7月が、さらに2003年は7月の値が高まっている。これらの間隔をみると、1983年以降5年に一回の割合でPDWSが高まっていることがわかる。そこで、つぎに夏季に限定したPDWSの時間変化をみることにする。

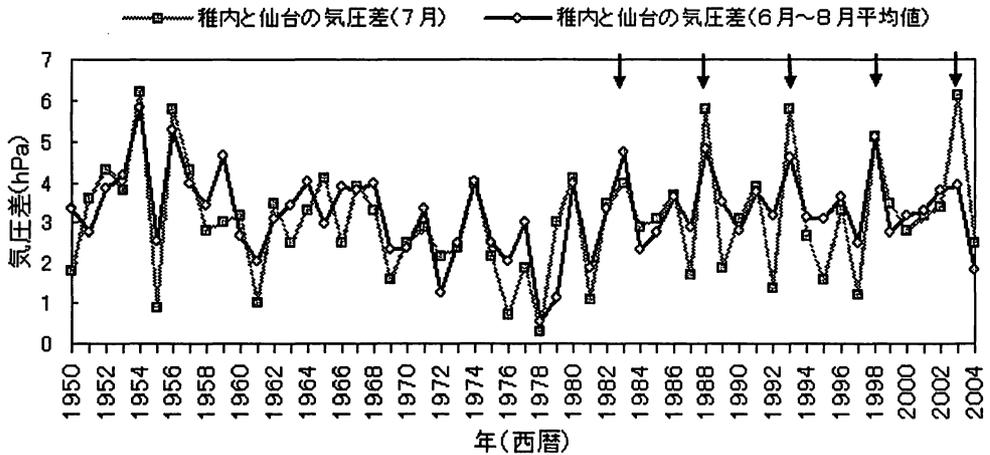


図3 PDWSの7月および6～8月平均値の時間変化(1950～2004年)。矢印は1982年以降の周期的な値の高まりを示す。

図3には、PDWSの7月および6～8月平均値の時間変化を示す。PDWSは1950年代に年々の変動が大きく、値も高まっているが、その後1970年代前半まで変動は小さい。ところが1970年代後半

以降になると、年々の変動が大きくなり、周期的な変化も明瞭に認められるようになる。特に1983年以降は、5年間隔でPDWSの3ヶ月平均値もしくは7月平均値が大きくなっている。そこで1982年を起点とする5年周期に着目して解析を行うこととする。1980年もPDWSが高く冷夏年であったが、1983年の高PDWS年の3

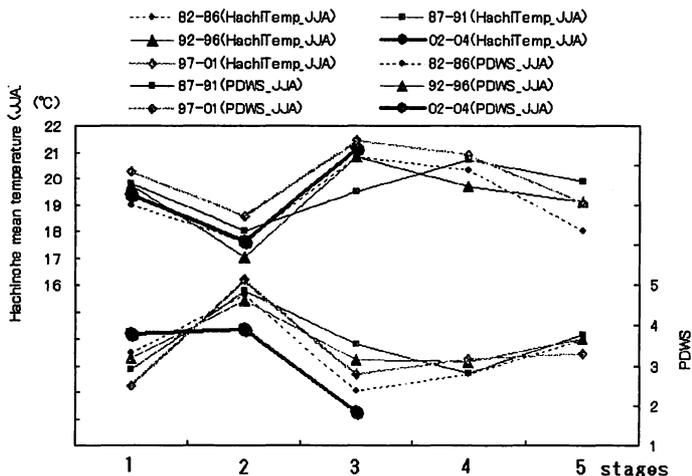


図4 青森県八戸の夏季平均気温(JJA)と夏季平均PDWS(JJA)の1982年を起点とした5年ごとの重ね合わせ(1982～2004年)。

年前で、以降の5年周期にはあてはまっておらず、5年周期変動の解析からは除外した。

図4には、ヤマセの影響を最も強く受ける青森県八戸の夏季平均気温と夏季平均PDWSを1982年を起点として5年ごとに重ね合わせたものを示す。このように1982年以降の期間を5年で区切って重ね合わせることにより、北日本の夏季天候にみられる固有の周期変動が明瞭に把握できる。また、北日本平均気温よりも、八戸の気温の方が年々の変動がシャープに認められる。その特徴は以下の通りである。

5年周期1年目のステージ1では、八戸の気温はほぼ平年並みで、年々の差が小さい。PDWSは、2002年を除いて、気温と同様に年々の差が小さい。翌2年目は低温のステージで、1983年、88年、93年、98年および2003年の全てが全国もしくは北日本冷夏であった。PDWSは2003年のみ値が小さいが、それ以外の4例は値が大きく、気温と同様に年々の差が小さい。3年目のステージ3になると一転して高温になり、1989年を除いた全ての年が暑夏となっている。2004年も含めた4例の気温の年々差は極めて小さい。一方、PDWSに関しては年々の差が大きく、特に2004年は値が小さい。翌ステージ4も高温傾向だが、気温の年々差が若干大きく、一方でPDWSは年々差が小さい。最終ステージ5は、気温の年々の差が大きく、平年並みの夏もあればステージ2に匹敵する低温年(1986年)も含まれているが、PDWSの年々差はステージ4と同様に小さい。

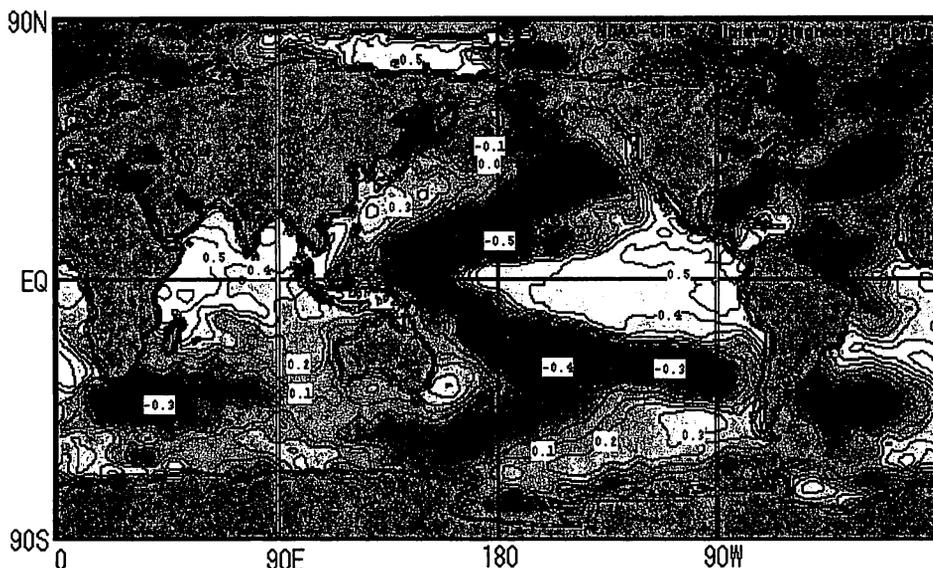


図5 1982~2004年のPDWS(JJA)と半年前のDJF平均SSTとの相関係数分布. 相関係数 ± 0.4 以上が危険率5%以下で統計的に有意. NOAAのSSTデータを使用.

3. PDWSの周期変動とSST・500hPa高度との関係

図5には、1982~2004年のPDWS(JJA)と半年前の冬(DJF)の3ヶ月平均SSTとの相関係数分布を示す。ペルー沖とインド洋西部で有意な正の相関が認められる。すなわち、

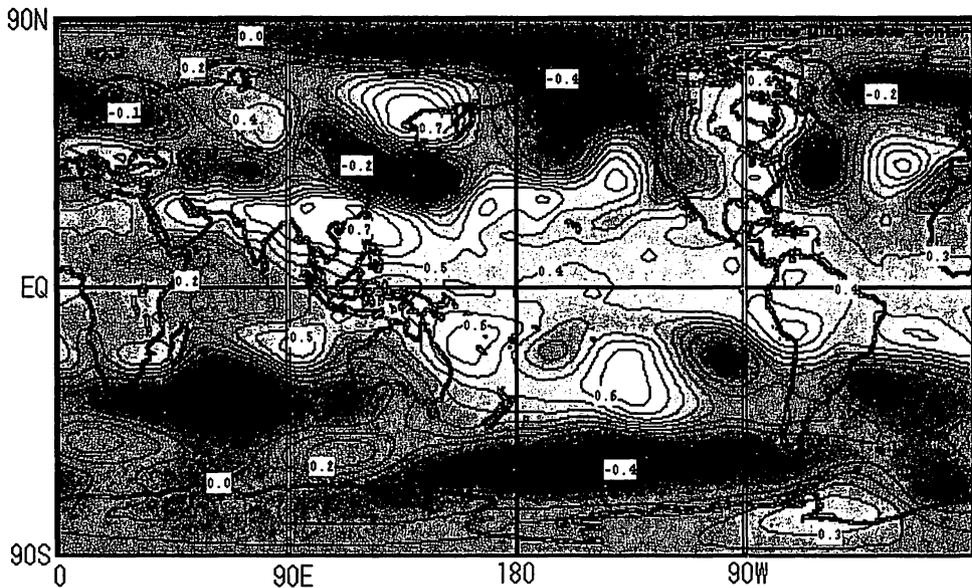


図6 1982年～2004年のPDWS(JJA)と500hPa高度(JJA)との相関係数分布. 相関係数±0.4以上が危険率5%以下で統計的に有意. NCEPの再解析データを使用.

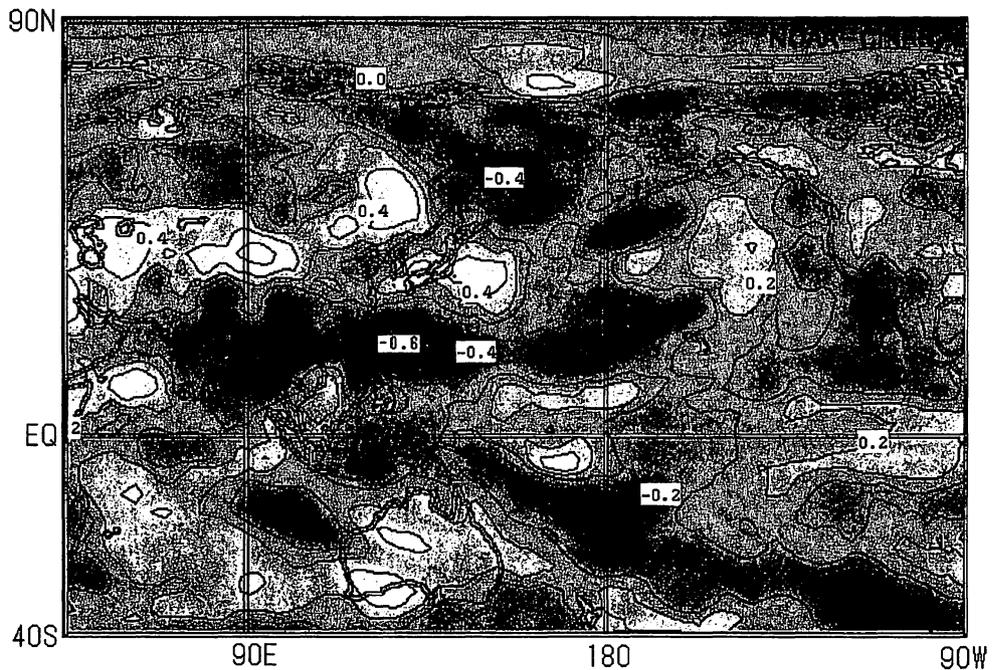


図7 1982年～2004年の北日本夏季平均気温(JJA)とOLR(JJA)との相関係数分布. 相関係数±0.4以上が危険率5%以下で統計的に有意. NCEPの再解析データを使用.

PDWS が大きい夏(北日本冷夏)の半年前にはエルニーニョ現象が生じていることが予想される。そこで、気象庁がエルニーニョ現象と認定している期間と比較すると、北日本の5

回の冷夏(1983年、88年、93年、98年および2003年)には、いずれもその前年から春にエルニーニョ現象が発生しており、前の冬から当年の夏までに終息していることが分かる。エルニーニョ現象の終息と冷夏が対応していないのは1992年の夏の一例のみである。このことから、エルニーニョ現象終息後の SST 分布パターンが、北日本の夏季天候に影響を及ぼしていることが示唆される。

次に、PDWS と 500hPa 高度との関係を見る。図6には、1982~2004年における PDWS (JJA) と 500hPa 高度(JJA)との相関係数分布を示す。オホーツク海に正の、日本の本州付近から北西太平洋にかけて負の相関が認められる。これは、PDWS が北日本の南北気圧差であることから、当然出てくるパターンである。一方、太平洋熱帯域の広い範囲で正の相関が認められ、特にベンガル湾北部~インドシナ半島~南シナ海~フィリピン東方海域にかけては、+0.6以上の高い相関を示している。ここから日本付近~オホーツク海に連なる正負の波列パターンは、Nitta (1987)により提示された PJ パターンと類似している。すなわち、PDWS が大きく(小さく)北日本冷夏(暑夏)の際には、熱帯域での対流活動が抑制(強化)されてロスビー波の伝播が弱まる(強まる)ことを示唆していると考えられる。このような、ベンガル湾北部~フィリピン東方海域での正の相関は、1981年以前については認められない(図は略)。

4. 北日本夏季気温と SST との関係

ここでは、熱帯海域における対流活動に焦点を当てて、北日本夏季平均気温との関係を見ることにする。はじめに北日本夏季平均気温(JJA)と OLR との相関係数分布を図7に示す。OLR に関しては、PDWS よりも気温の方が相関が高い。統計的に有意な地域はそれ程多くはないが、日本付近では、関東東方海域で正の相関が認められる。熱帯域ではフィリピンの北で負の相関が高く、台湾とフィリピンの間の地域では-0.6以下になっている。このように、1982年以降に関しては、同海域での対流活動と北日本の夏季気温とが高い相関を示している。そこで、同海域での対流活動と関係が深いと考えられる SST について、その時間変化を見ることにする。

熱帯海域での対流活動は、SST そのものの高低にも影響されるが、熱源の配置によっても大きく影響を受け、例えば、Kawamura et al.(1998)は、フィリピン付近の対流活動を、南シナ海とフィリピン東方海域との間に形成される SST 東西傾度で説明した。図7に認められるフィリピンの北の OLR 負相関域の対流活動を説明するにあたって、その南の海域での SST 東西傾度を用いるのが

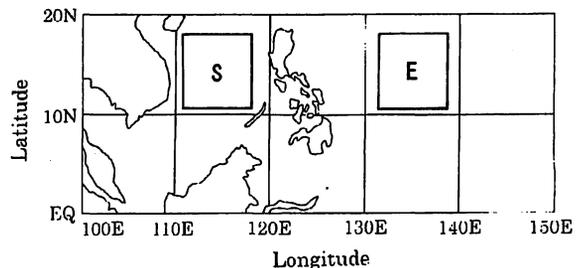


図8 NCEP SST を平均した2つの領域 S と E。S: (10.476N ~18.095N, 110.625E~118.125E)、E: (10.476N、131.25E~138.75E)。

適当と考えた。そこで、南シナ海とフィリピン東方に 2 つの領域を設定した。図 8 には、SST を平均した 2 つの領域 S と E を示す。S と E は、図 7 の-0.6 以下の高相関域を南からはさむように配置した。

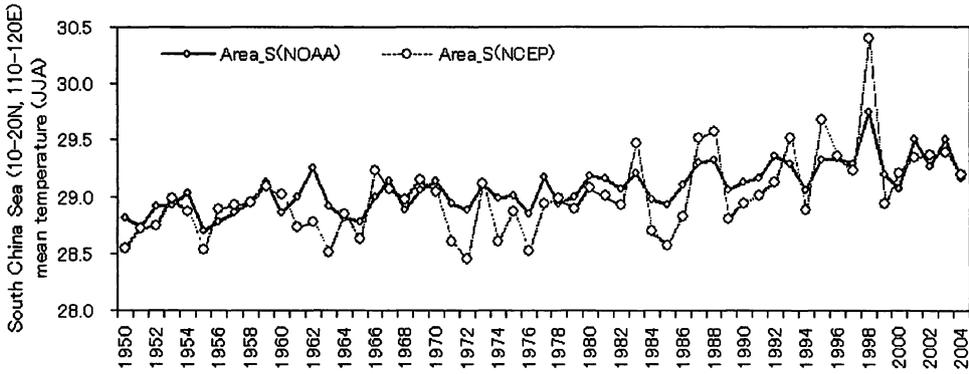


図 9 南シナ海平均 SST (JJA) の NCEP と NOAA の比較.

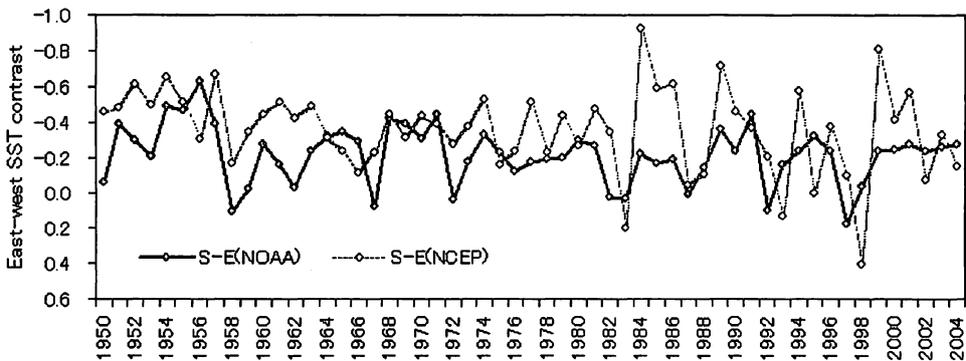


図 10 SST (JJA) 東西差 (S-E) の NCEP と NOAA の比較.

はじめに、使用する SST データの比較を行った。図 9 には、NCEP による SST (Surface Skin Temperature) データと、NOAA による SST (Extended Reconstructed Sea Surface Temperatures, Ver.1) データを、南シナ海領域で平均した結果を示す。おおむね $0.2\sim 0.3^{\circ}\text{C}$ の範囲で値が異なっており、最も大きい 1998 年は 0.64°C の差となっている。NCEP データの方が年々の変動が大きいことがわかる。次に SST 東西差 (S-E) についても比較してみた。図 10 には、SST (JJA) 東西差 (S-E) の NCEP と NOAA の比較を示す。1970 年代以前は、両者の差はそれほど大きくなく、時間変化の傾向もおおむね一致している。ところが 1980 年代以降になると、NCEP データの年々変動が大きくなり、後述するように北日本の夏季天候とよく一致してくる。NCEP データに関しては、対流活動その他の気象要素を合わせた計算結果

であろうから、そもそも他の原因に強く引きずられている可能性もあるかと考えられる。しかしながら、北日本に認められる周期変動と一致した変動が明瞭に把握できることは、その原因を把握するにあたり意味があると考えられるので、以降の議論では NCEP の SST データを用いて解析していく。

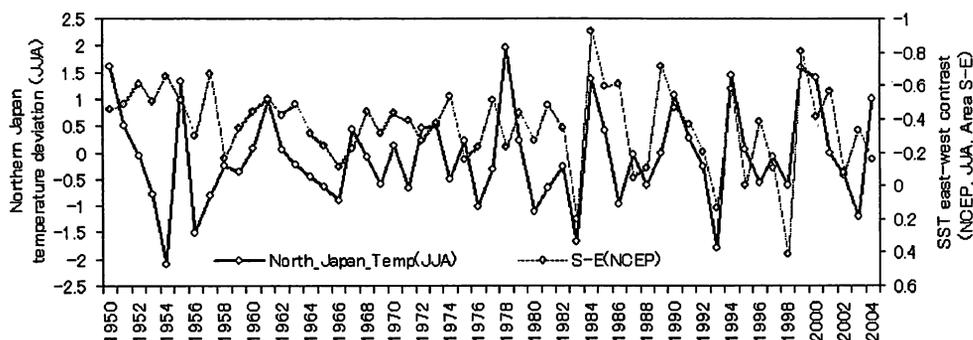


図 11 NCEP の SST (JJA) 東西差(S-E)と北日本夏季平均気温 (JJA) の時間変化。

図 11 には、SST 東西差(領域 S マイナス E、以下 SSTD と略)と北日本夏季平均気温の時間変化を示す。北日本平均気温は、1950 年代には年々変動が大きかったが、1960 年代以降 1970 年代前半まで年々変動が小さく、夏季気温は安定していた。ところが 1970 年代後半以降、年々変動が大きくなり、極端な冷夏・暑夏が頻発している。SSTD についてみると、1980 年代以前は年々変動が小さく、北日本の気温の変動とも一致していない。ところが 1980 年代以降は一転して年々変動が大きくなり、逆符合で北日本気温と良く対応した変動をするようになる。1982~2004 年までの両者の相関係数は-0.6 である。特に 1983~84 年、93~94 年および 98~99 年の、冷夏の後に暑夏となった事例では非常に良く一致した変化を示している。また、1988 年~89 年に SSTD が正から負へ急変している事例も含めると、以上の SSTD 急変事例はステージ 2 から 3 への共通の変化としてみなすことができ、これまで述べてきた 5 年周期で冷夏~暑夏が頻出する傾向は SSTD の年々変動で説明できる可能性がある。ただし、2003~04 年の冷夏~暑夏は、SSTD ではよく合わなくなっている。

6. NCEP SST と高度場との関係

図 12 には NCEP の SST 東西差と 500hPa 高度との相関係数分布を示す。赤道に沿った熱帯域で全般相関が高いが、特にベンガル湾北部~インドシナ半島~南シナ海~フィリピンにかけては、相関係数 0.8 以上の非常に高い相関を示している。そこから北東方向に向かって、北日本を中心とした負の、北東シベリアを中心とした正の波列パターンが認められ、南シナ海を中心とした海域での対流活動による PJ パターンの形成が示唆される。そこで、特に正の相関が高い領域(図 12 中ボックス域、10-20N, 90-130E)について 500hPa 高度を

平均し、その時間変化を見た(図 13)。領域平均 500hPa 高度は、1970 年代半ばまで高いのが、1970 年代後半を境にして不連続的に低下している。そして 1980 年以降は、北日本の夏季平均気温と良く一致した変化を示している。1982~2004 年について両者の相関みると、 -0.65 で統計的にも有意である。また、1970 年代半ばの高度の急変は、Nitta and Yamada (1989)が指摘している climate shift と一致しており、興味深い点である。

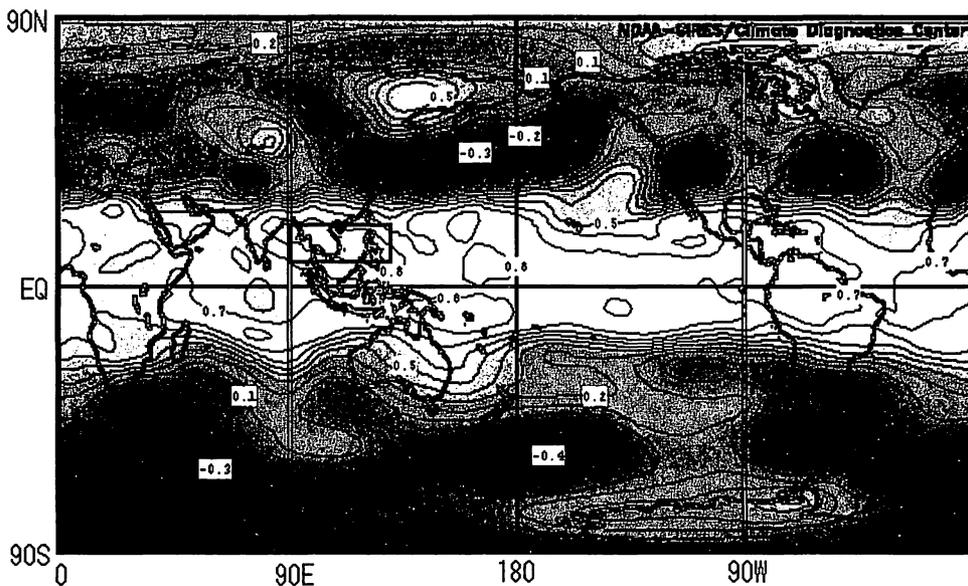


図 12 1982 年~2004 年の SSTD (JJA) と 500hPa 高度 (JJA) との相関係数分布. 相関係数 ± 0.4 以上が危険率 5%以下で統計的に有意. NCEP の再解析データを使用.

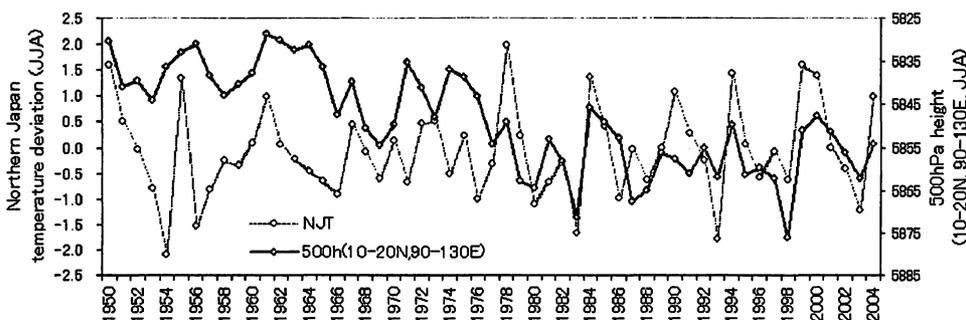


図 13 500hPa 高度 (JJA) の領域平均値と北日本夏季平均気温 (JJA) の時間変化. 平均した領域は 10-20N, 90-130E (図 12 中ボックス域).

つぎに、1982 年以降の SSTD と領域平均 500hPa 高度との関係をみた(図 14)。両者は直線関係にあり、相関係数は $+0.83$ と非常に高い。北日本夏季気温の 5 年周期のステージと対応させると、冷夏のステージ 2 は、500hPa 高度が高く SSTD が正の場合に、また暑夏の

ステージ 3 は 500hPa 高度が低く SSTD が負の場合におおむね一致している。従って、そのような変動をもたらす作用中心が SST であるか否かは別にして、北日本夏季天候の 5 年周期変動は南シナ海を中心とした西太平洋熱帯域の対流活動と良く対応しているといえる。

最後に、このような変動に重要な役割を担っていると考えられる南シナ海について、SST 平均値(領域 S)と大規模場との関係のみをみた。

図 15 には、南シナ海(領域 S)平均 SST(JJA)と速度ポテンシャル(σ 座標 0.2101)との相関係数分布を、図 16 には同じく σ 座標 0.8458 との相関係数分布を示す。上層

(0.2101)では、フィリピン東方に+0.7 以上の、インド洋西部には-0.6 以下のそれぞれ高い相関が認められる。また下層(0.8458)では北太平洋を中心として-0.6 以下の、南インド洋を中心として+0.6 以上の高い相関が認められる。これらに関連づけると、南シナ海平均 SST が高い夏には、フィリピン東方の上層で収束、下層で発散の場が形成され、一方、インド洋では上層で発散、下層で収束の場が形成されることが示唆される。従って、Ose, et al., (1997)でも述べられているように、南シナ海 SST は、大規模な下層風偏差によって左右されており、1982 年以降の場合は、太平洋からインド洋におよぶ大規模なウォーカー循環が存在し、それと有意に対応して変動しているようにみえる。また、上層(0.2101)では北東シベリアを中心とした+0.7 以上の高相関域が認められ、下層のオホーツク海高気圧の生成と対応しているようで興味深い。以上の南シナ海 SST の関係は、NOAA の SST データを用いた場合でも全く同じに認められる。

7. 考察

北日本の夏季に認められる 5 年周期変動は、それとほぼ一致した変動が太平洋西部熱帯海域 SST 東西差に認められたことから、フィリピン付近の対流活動の変動に大きく影響されていることが推測される。また、5 年周期のステージ 2 の冷夏は、全てエルニーニョ現象の終息と一致していた。エルニーニョ終息時の、南シナ海にまだ暖水が残っている時にフィリピンの北の対流活動が抑制され(ステージ 2)、北日本は冷夏となる、そしてその翌年にラニーニャ傾向に推移して、フィリピン付近の SST 東西傾度が前年と逆になったときに対

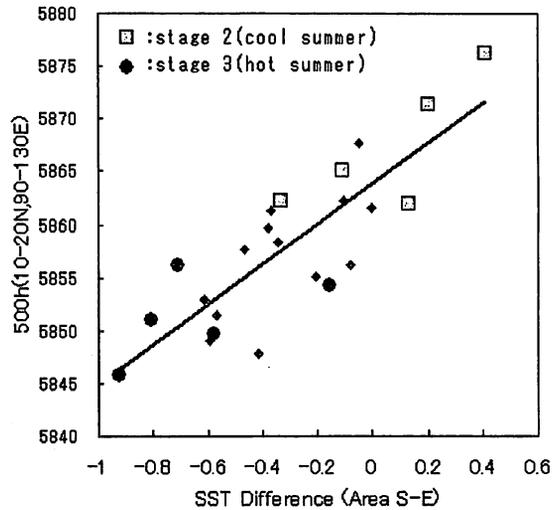


図 14 1982~2004 年の SSTD (JJA) と領域平均 500hPa 高度 (JJA) の散布図。□は北日本 5 年周期の 2 年目(冷夏)のステージ 2 を、○は 3 年目(暑夏)のステージ 3 を示す。

流活動が強化され(ステージ3)、北日本は暑夏となるのではないかと考えている(寺尾・久保田、2003 参照)。2003 年冷夏は、この5年周期の冷夏ステージに属し、2004 年暑夏も暑夏ステージに属していた。

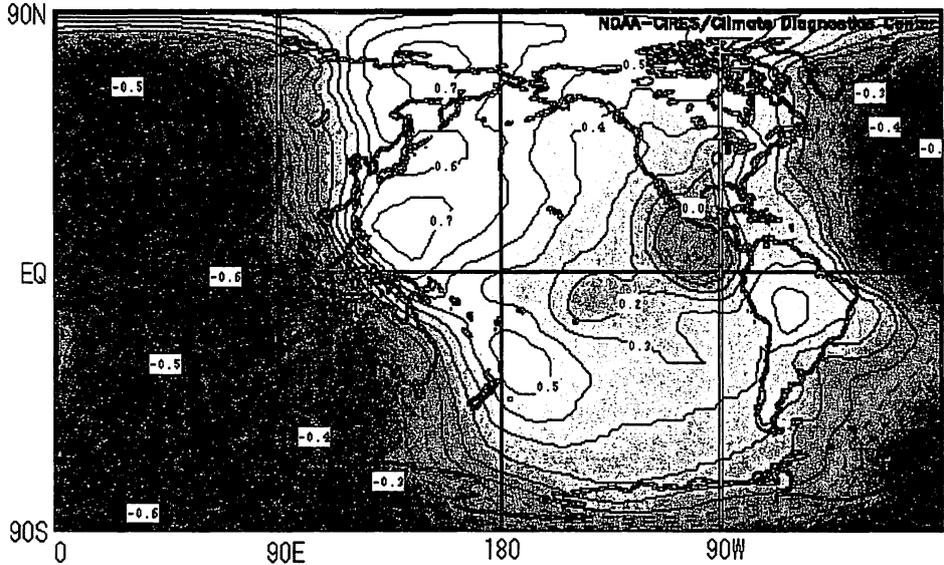


図15 1982~2004年の南シナ海(領域S)平均 SST(JJA)と速度ポテンシャル(σ 座標 0.2101)との相関係数分布. 相関係数 ± 0.4 以上が危険率5%以下で統計的に有意. NCEPの再解析データを使用.

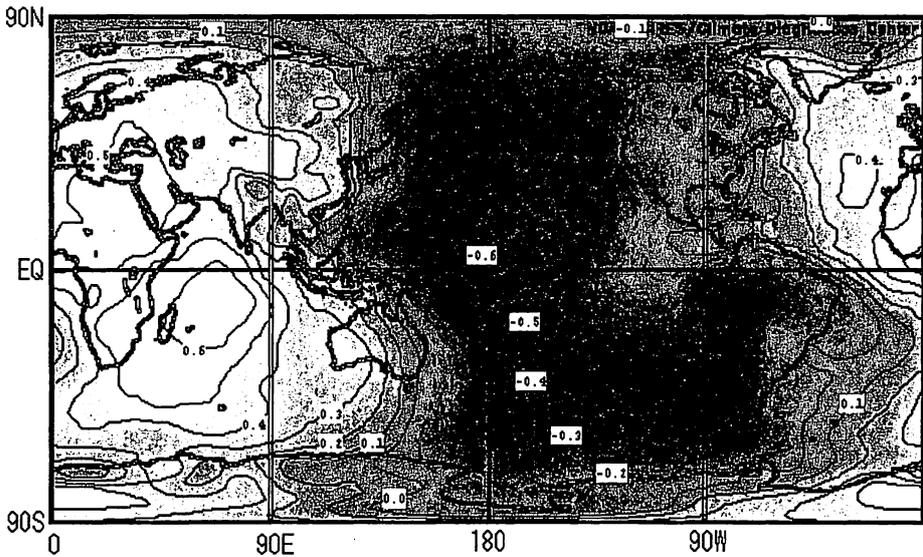


図16 1982~2004年の南シナ海(領域S)平均 SST(JJA)と速度ポテンシャル(σ 座標 0.8458)との相関係数分布. 相関係数 ± 0.4 以上が危険率5%以下で統計的に有意. NCEPの再解析データを使用.

5年の周期について、エルニーニョ現象およびENSOと関連した周期をみると、Jiang et al. (1995)やZhang et al. (1998)により約2年と約4年の周期が示されている。また、Tomita (2000)は51-68ヶ月のSST周期変動を指摘している。さらに、Fedorov et al. (2003)は、エルニーニョ現象が1982年以降、明瞭な5年周期を持っていることを指摘している。従って、北日本夏季天候に認められる1982年以降の5年周期変動は、同時期にエルニーニョ現象が示している5年周期変動とほぼ同調するものであると考えられる。一方、エルニーニョ現象の強弱に関わらず、北日本夏季天候の5年周期がそれ自体非常に明瞭なのは興味深い点である。

北日本における夏季天候の変動が大きいことに関して、農業の視点から考えると、早めの天候予報が非常に重要である。水稻に関しては、4月の播種時期に、夏季の天候予測に基づいて、低温に強い品種を選定するか良食味品種を選定するかの決断が下せるならば、夏季の異常天候にも強力に対処できることとなる。エルニーニョ現象のような、海洋における変動で数ヶ月先の北日本の天候がある程度説明できるならば、北日本の農業安定化に向けて非常な進歩となる。本研究は、そのような問題意識をベースとして進めてきたものであり、少しでも北日本の農業に貢献出来れば幸いである。

謝辞

LFグループの皆様からは、講演にあたり、有益なご議論をいただきました。また、論文としての報告の場を設けていただきました。厚く御礼申し上げます。

文献

- Fedorov, A. V., S. L. Harper, S. G. Philander, B. Winter, and A. Wittenberg, 2003: How predictable is El Nino? *Bull. Amer. Met. Soc.*, **84**, 911-919.
- 花輪公雄, 1997: 東北日本の夏季の気温の長期変動特性—気温変化率の数十年スケール変動—. 気象研究ノート, 189号, 192-198
- Jiang, N., J. D. Neelin and M. Ghil, 1995: Quasi-quadrennial and quasi-biennial variability in the equatorial Pacific. *Clim. Dyn.*, **12**, 101-112.
- Kalnay, E. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kanno H., 2004: Five-year cycle of north-south pressure difference as an index of summer weather in northern Japan from 1982 onwards. *J. Met. Soc. Japan*, **82**, 711-724.
- Kawamura, R., M. Sugi, T. Kayahara and N. Sato, 1998: Recent extraordinary cool and hot summers in East Asia simulated by an ensemble climate experiment. *J. Met. Soc. Japan*, **76**, 597-617
- 工藤泰子, 1981: ヤマセの立体構造とそれに及ぼす山地の影響. 東北地理, **33**, 204-211.
- 栗原和夫, 2001: 日本の気温に見られる周期的変動. グロースベッター, **39**, 61-73.
- Kurihara, K., 2003: Quasi-year fluctuation in summer surface air temperatures in Japan. *J. Met.*

- Soc. Japan*, 81, 1289-1297.
- 松村伸治, 謝 尚平, 1998: 日本列島および日本海上の経年気候変動に及ぼす冬期季節風の影響. *天気*, 45, 781-790.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985: Anomalously cold spell in summer over Northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime air-mass. Part 1. EOF analysis of temperature variation in relation to the large-scale situation causing the cold summer. *J. Met. Soc. Japan*, 63, 845-857.
- 西森基貴, 1997: 日本における夏期気温変動と1993・94年の冷夏・暑夏. 気象研究ノート, 189号, 199-216
- 西森基貴, 1999: 日本における冷夏・暑夏の出現特性に関する解析. *天気*, 46, 269-279.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Met. Soc. Japan*, 65, 373-390.
- Nitta, T. and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Met. Soc. Japan*, 67, 375-383.
- Ose, T., Y. Song, and A. Kitoh, 1997: Sea surface temperature in the South China Sea -an index for the Asian monsoon and ENSO system-. *J. Met. Soc. Japan*, 75, 1091-1107.
- 佐藤尚毅, 高橋正明, 2001: 日本付近における盛夏期の気圧場の年々変動. *グロスベクター*, 39, 49-60.
- 寺尾 徹, 久保田拓志, 2003: El Niño 終息後のインド洋・太平洋海面水温の東西コントラストと台風生成抑制メカニズム. 日本気象学会2003年度春季大会講演予稿集, 83, 156.
- Tomita, T., 2000: The longitudinal structures of interannual variability observed in sea surface temperature of the equatorial oceans. *J. Met. Soc. Japan*, 78, 499-507.
- 安成哲三, 1997: 1993/94年夏の異常気象の解明. 気象研究ノート, 189号, 290pp.
- Zhang, X., J. Sheng and A. Shabbar, 1998: Modes of interdecadal variability of Pacific SST. *J. Clim.*, 11, 2556-2569.

過去 121 年間の北日本の冷夏と ENSO・アジアモンスーンの関係

気象研究所 気候研究部

田中実

1 はじめに

2003 年夏は北日本を中心に記録的な冷夏が 7 月を中心に観測された。宮古の 7 月の気温は 1884 年以降 2004 年までの 121 年間で 1988 年について 2 番目の低温であった。北日本の冷夏はオホーツク海高気圧によるヤマセが古くから知られているが、近年はエルニーニョ等熱帯の影響が注目されている。

宮崎 (1989) は 1951-1985 年の全国 52 地点の月平均気温についてエルニーニョ当年 E (0) と翌年 E (+1) について平均値の差の t-検定を行った。

この期間では E (0) 年は西日本から東北地方にかけて 7・9 月に負の偏差が、E (+1) 年は 6 月に東・北日本で負の有意な偏差が観測された。しかしアジア地域等の気圧配置との関係の調査は行われていない。

本稿では宮古で気温のデータがある 121 年間の地上観測データを使用してアジア・西太平洋地域の海面気圧・インド洋やエルニーニョ監視水域 (4° N-4° S, 150° W-90° W) の海面水温等を解析し、ENSO・アジアモンスーン等と北日本の冷夏の関係の調査の結果を示す。

2 資料

アジア地域の月平均気温は GHCN (Peterson et al., 1998)・中国地面気象月報・気象庁のデータ。海面気圧は NCAR による 1899 年から 2002 年までの 5×5 度メッシュ月海面気圧 (Trenberth and Paolino, 1980)。気象庁による 1961 年から 2004 年までの 10×10 度メッシュ月海面気圧でこれ以外は GHCN 等の気象観測点の海面 (現地) 気圧である。メッシュ月海面気圧データは陸上で解析期間や近年の解析モデルで大きなバイアスが有り、ロシア革命の後 (1916-1925 年頃) はシベリアで欠損データがある。さらに 1956 年以前の中国はデータが無いらしく格子点のデータに大きな偏差があったのでこれらのデータは無視して陸上では GHCN 等の気象観測点のデータを中心に解析した。海上では島のデータと付近の格子点データとの差は比較的小さくデータが使用できることがわかった。気象観測点の気圧データは 20 世紀の前半はロシア・インド・香港等は現地気圧で後半は中国で現地気圧データが中心である。日本・韓国では全期間で海面気圧データが使用できた。上記の問題のため解析に使用した平年値は資料が比較的均一な 1899-1938 年と 1963-1992 年とし資料が少ない 1941-1945 年頃に適用する平年値を切り替えた。

ENSO は Kaplan et al. (1998) による 1881 年から 1962 年までと気象庁による 1963 年か

ら 2003 年までの NINO3 SST データ (図 1) を使用した。

インド洋・太平洋等の海面水温は 1871 年から 1992 年までの COAD のデータを利用した。元のデータは 2×2 度メッシュの解像度であるが観測数が少ないので観測数の重みをかけた 10×10 度メッシュ平均で解析した。船舶のデータが比較的多い 5°N 付近のインド洋・南シナ海、水温の自然変動が大きい NINO3 SST 水域では 1870 年代後半から二回の世界大戦の期間を除いて連続した解析ができた。西太平洋では 1930 年代以降が解析できた。Kaplan による主成分分析 (EOF) で再現された主要なエルニーニョはすべて COAD データでも確認でき NINO3 SST の偏差も似ていた。

3 過去の北日本の冷夏年

過去の北日本の冷夏年の指標として長期間のデータが有り都市化の影響が少ない宮古の気温を使用した。6-8 月の 3 ヶ月で 7 月が最大の月平均気温の標準偏差が観測され過去の主要な冷害年と良く一致していた。図 2 に 1884 年から 2003 年までの 120 年間の 7 月の宮古の月平均気温を示す。強い低温 (10 年に 1 回の低温・ 17.5°C 以下の 13 年) が出現しやすかった期間は 8 月も含めると 1884-1886 年・1897-1913 年・1931-1956 年・1976-2003 年である。しかし 1886-1896 年・1914-1930 年・1957-1975 年は 8 月を含めて 1 回も強い低温が観測されていない。13 年の強い低温の内 6 年 (1885・1931・1954・1983・1988・2003) は E (+1) 年、5 年 (1902・1913・1941・1986・1993) は E (0) 年それ以外は 1945 年と 1980 年の 2 年だけであった。図には示していないが 6 月は主として E (+1) 年、8 月は E (0) 年に強い低温が出現したが 7 月ほど E (0)・E (+1) 年に低温が集中する傾向は観測されなかった。したがって低温が出現する寒冷な期間は E (0) 年・E (+1) 年は 7 月を中心とする冷夏なりやすいが温暖な期間はこれらの年でも平年より高い月平均気温の年も多いことがわかった。これらの温暖 (寒冷) な期間の長さは 15-30 年位で十年スケールの変動を示している。この十年スケールの気温の変動は東北地方で目立ち、北海道 (網走)・九州 (巖原) は温暖な期間でも低温の 7 月があった。

4 過去の冷夏年の 7 月の気圧配置

図 3 に強い低温の 7 月のアジア地域における海面 (現地) 気圧の 1899-1938 年の 40 年平均 (3 a, 3 c) 及び 1963-1992 年の 30 年平均 (3 b, 3 d) からの偏差を示す。陸上では気象観測点 (点で示してある) のデータを中心に解析した。まず E (0) 年の強い低温の例として 1913 年 (a), 1993 年 (b) を示す。オホーツク海の高気圧が強く、アジアモンスーンは平年並かやや強い。アラビア海の気圧はやや高く 20°N 以南は弱いエルニーニョ年の気圧配置を示す。1902・1941・1986 年の 7 月も似た気圧配置であった。次に E (+1) 年の例として 1931 年 (c), 2003 年 (d) を示す。オホーツク海・カスピ海付近の高気圧、日本付近の前線帯の低気圧、アジアモンスーンは弱く 20°N 付近は平年より気圧が高い。 20°N 以南は E (0) 年と逆でアラビア海の気圧は低い。1954・1983・1988 年

等も非常によく似た気圧の偏差を示し、いずれの年もエルニーニョの翌年で7月を中心とした冷夏であった。

E (0) 年は NINO3 SST の上昇により熱帯大気の流れが太平洋に移動しその影響が世界の多くの地域で観測されることが良く知られているが、E (+1) はどのような影響があるのだろうか。これらの年の強い低温の7月にアジアモンスーンが弱いことはE (0) の後半に上昇することが多いインド洋の海面水温との関係がありそうである。

5 エルニーニョ年の翌年の夏のアジアモンスーンとインド洋海面水温との関係

アジアモンスーンとインド洋海面水温との関係とその長期変動を調査するため7月の海面(現地)気圧とCOAD海面水温を長さを15年に固定し、NINO3 SSTとの相関計算を1年ずつずらし相関係数の長期変動をもとめた。E (0) 年はNINO3 SSTと同時相関、E (+1) 年は1月のNINO3 SSTとのラグ相関で関係の長期変動の調査を行った。E (0) 年の7月は年による気圧配置の変動が大きくNINO3 SSTとの同時相関はあまり高くなかった。E (+1) 年の7月気圧・海面水温は1月のNINO3 SSTとのラグ相関が顕著な十年スケールの変動を示した(図4-5)。図4に7月の海面(現地)気圧と1月のNINO3 SSTとのラグ相関を示す。20° N以南は長期間のエルニーニョ(1939-1942年)が観測されE (0) 年の特徴が観測された1930-1944年(c)を除き西太平洋で正の相関、アラビア海で負の相関のE (+1) 年の特徴が観測され東南アジアでアジアモンスーンが弱い傾向を示す。日本付近は強い低温(冷夏)が出現しやすい期間(a, c, e, f)に有意な(5%で0.53)負の相関が冷夏年の前線帯付近に出現した。図5に7月のCOAD海面水温と1月のNINO3 SSTとのラグ相関を示す。南シナ海ではすべての期間で正の相関がある。インド洋では5° N、75° E付近で日本付近で冷夏が出現しやすい期間(a, c, e)に有意な正の相関が観測された。

したがってE (+1) 年の7月にインド洋の海面水温が高い年は日本付近に前線帯の低気圧が観測され冷夏が出現しやすい。この関係の1876年から1992年までの十年スケールの変動を図6に示す。インド洋の海面水温はCOADの5° N、75° Eを中心とする海域(実線)、日本付近の前線帯は東京の海面気圧(点)をそれぞれ長さ15年に固定し、1月のNINO3 SSTとの相関計算を1年ずつずらし相関係数の十年スケールの長期変動を計算した。1900年以降の20世紀はE (+1) 年の7月にインド洋で海面水温が高い期間は東京で海面気圧が低くこれらの期間が北日本で冷夏が出現しやすい期間であった(図2)。逆に1920年、1965年頃はこれらの有意な相関は観測されず冷夏も出現せず1920・1924年等のE (+1) 年は暑夏年であった。

E (+1) 年の7月のインド洋の海面水温とエルニーニョ最盛期(1月)のインド洋海面水温と1月のNINO3 SSTの相関の変化を図7に示す。1900年以降はE (0) 年の秋に海面水温が上昇し、1月にインド洋海面水温が高い期間(1920・1965年頃)は7月の海面水温は平年並まで下がっている。逆に1月は平年並だがE (+1) 年の春に海面水温が上昇

し7月の海面水温が高い期間（1905・1935・1985年頃）は北日本で冷夏が出現しやすい期間であった。

6 エルニーニョ年の翌年の春から夏のインド洋海面水温の季節変化とフィリピン東沖の高気圧の関係

Wang et al. (2001, 2002) は E (+1) 年は前年の秋にフィリピン東沖で高気圧が形成されこれが継続し翌年の夏の弱いモンスーンにつながるのとべている。そこでこの地域の高気圧とインド洋海面水温の関係を調査した。Yap 島 (9.5° N, 138.1° E) の海面気圧 (1922-1943, 1952-2004 年) データを高気圧の指標とすると高気圧は1-4月に発達し夏まで継続しない年が多いことがわかった。高気圧の強さは1月の NINO3 SST に比例して強化され、1983・1998年の2大エルニーニョ年に平年より3 hPa 以上高かった。この高気圧が強い年はインド洋で東風の偏差が観測され春から夏にかけてインド洋海面水温の上昇が観測された (1931・1983年)。しかし1988・2003年の冷夏年は高気圧は平年より少し強い程度でインド洋海面水温は1月から7月まで高い状態が継続した。したがってエルニーニョが非常に強い (1月の NINO3 SST が 1.8°C 以上) E (+1) 年はフィリピン東沖の高気圧とインド洋海面水温の春から夏への上昇の監視、それ以外の E (+1) 年はインド洋の高い海面水温の春から夏への継続の監視が冷夏の予報に重要である。

7 エルニーニョ年の翌年の冷夏年の7月の日本付近の低気圧とインド洋海面水温の関係

E (+1) 年の7月にインド洋海面水温が高いとなぜ北日本で冷夏になりやすいのだろうか。これらの年にはアジアモンスーンが弱い (図3 (c, d))。日本付近の夏の天候に影響する現象としてフィリピンやベンガル湾付近の対流が活発になると P-J パターンが観測され、暑夏になりやすい (Nitta, 1987) ことが知られている。そこでアジアモンスーンが弱く、インド洋海面水温が高かった2003年7月の対流の目やすとして気象庁の解析による200hPa面の速度ポテンシャルの偏差を図8に示す。アラビア海の高い海面水温の水域で上昇、フィリピン付近で下降流が観測されていた。均一なデータがあった1994年以降では1995・1998年7月が似たパターンを示し、いずれの年も E (+1) 年であった。暑夏年の1994年7月は2003年とは逆のパターンを示しフィリピン付近で対流が活発であった。したがってアジアモンスーンの弱体化と西方向の移動が E (+1) 年に観測され 20° N 付近には西で上昇、東で下降する東西循環が観測される。この循環は日本付近では逆 P-J パターンで冷夏になりやすい。

E (+1) 年の春から夏にかけてインド洋の海面水温が高いと北のアジア大陸との南北の気温の差が小さくなりこれがアジアモンスーンの発達を遅らせ弱いモンスーンが観測される。モンスーンが弱いと蒸発による冷却が減少し、さらに海面水温が上昇する正のフィードバックで弱い7月のモンスーンが観測される。

8 まとめ

100年以上のアジア地域における解析でE(0)・E(+1)年共に日本付近で冷夏年が出現しなかった1914-1930年、1957-1975年はE(+1)年でもインド洋で7月の海面水温が高くなかった。上記以外の期間はこれらの年に北日本で冷夏が出現しやすく、特にE(+1)年は7月にオホーツク海の高気圧、日本付近に前線帯の低気圧、アジアモンスーンは弱く20°N付近は平年より気圧が高く、インド洋の水温が高かった。日本付近の低気圧とインド洋の海面水温はE(+1)年に十年スケールの変動があり、冷夏が出現しやすい期間は負の相関があり、暑夏年が出現しやすい期間は相関が無かった。したがってE(+1)年にインド洋の海面水温が北日本の夏の天候に重要な影響を及ぼしていることがわかった。

参考文献

- Kaplan, A., M. A. Cane, Y. Kushnir, A. C. Clement, M. B. Blumenthal, and B. Rajagopalan (1998): Analysis of global sea surface temperature 1856-1991. *J. Geophys. Res.*, 103, 18, 567-18, 589.
- Peterson, T. C., R. Vose, R. Schmoyer, and V. Razuvaev (1998): Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *Int. J. Climatol.*, 18, 1169-1179.
- 宮地保彦 (1989): エルニーニョ年の日本の天候の特徴 *天気*, 36, 489-496.
- Nitta, T. (1987): Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373-390.
- Trenberth, K. E., and D. A. Paolino (1980): The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: Trends, errors and discontinuities. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 855-872.
- Wang, B. Y., B. Wang, and J. Oh (2001): Impact of the preceding El Niño on the East Asian summer atmospheric circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 575-588.
- Wang, B., and Q. Zhang (2002): Pacific-East Asian teleconnection. part II: How the Philippine sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. *J. Climate*, 15, 3252-3265.

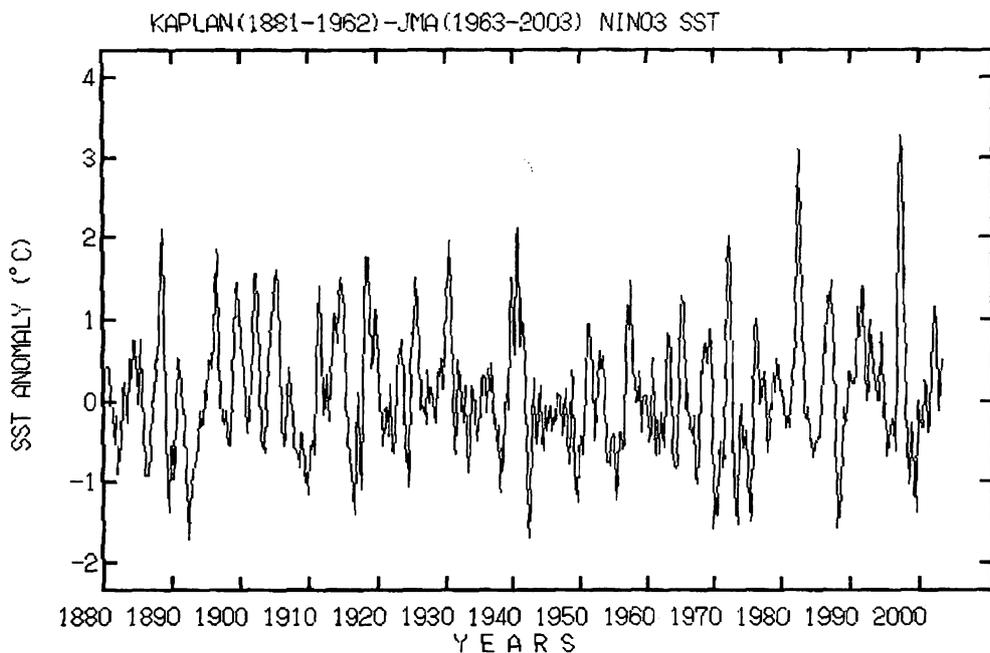


図1 Kaplan (1998) による 1881-1962 年までの NINO3 SST ($5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$) と気象庁による 1963-2003 年までの NINO3 SST ($4^{\circ}\text{S}-4^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$) の平年値からの偏差。

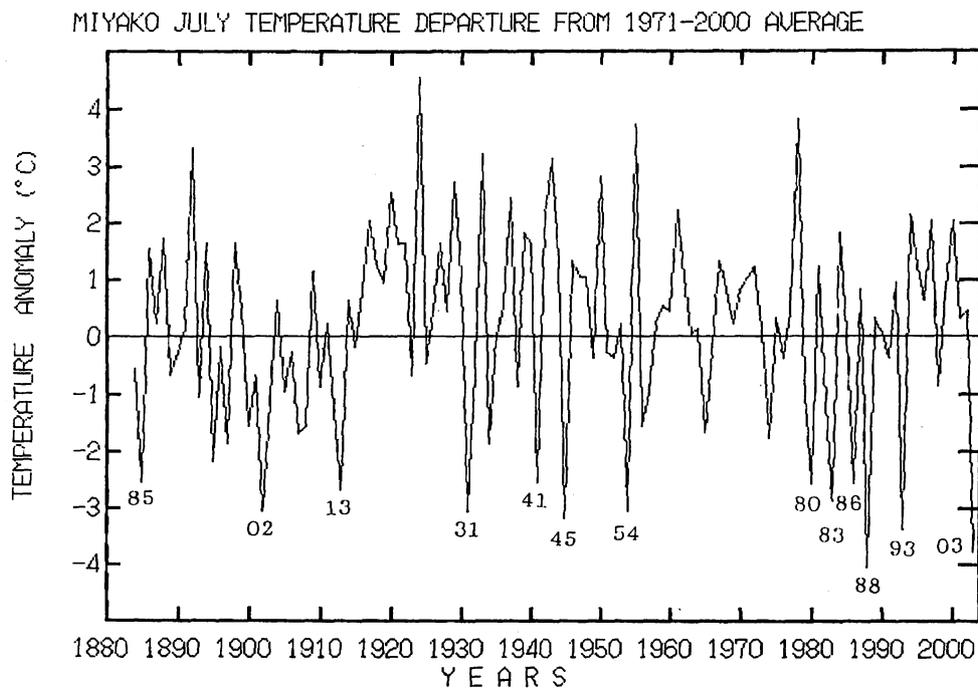
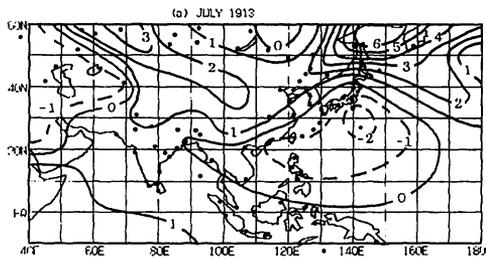
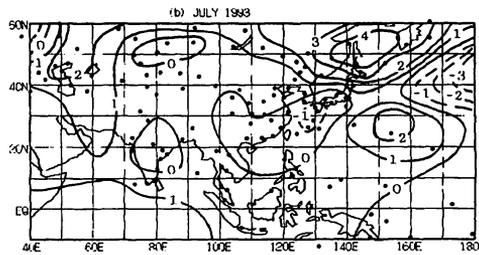


図2 宮古の月平均気温の 1971-2000 年の 30 年平均からの偏差。強い低温年を数字で示す。

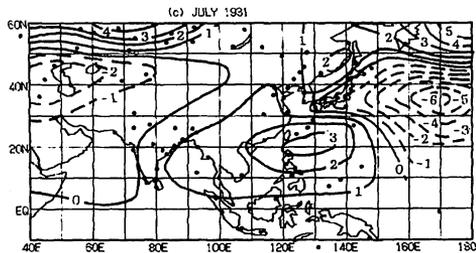
(a)



(b)



(c)



(d)

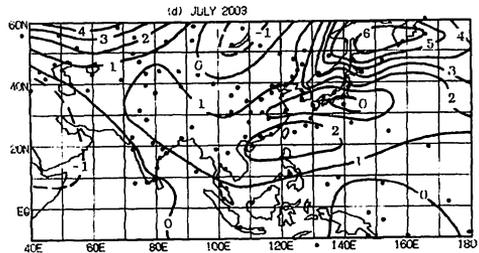
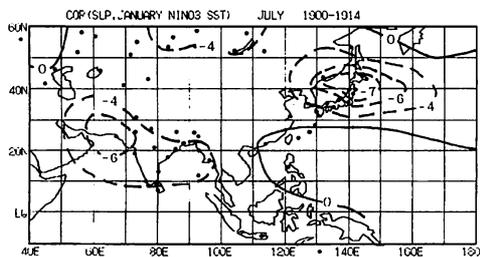
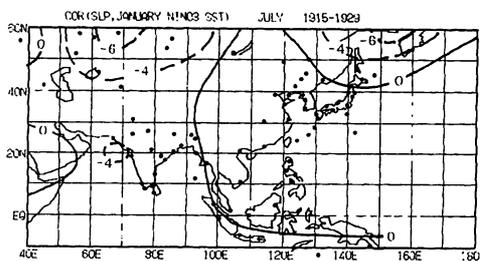


図3 宮古で強い低温が観測された7月のアジア地域における海面(現地)気圧の1899-1938年の40年平均(3 a, 3 c)及び1963-1992年の30年平均(3 b, 3 d)からの偏差。気象観測データが有る地点は黒い点で、等値線は1 hPa 毎で負偏差は点線で示す。

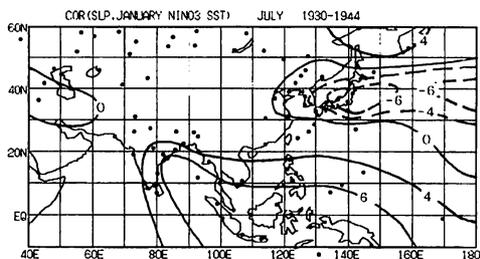
(a)



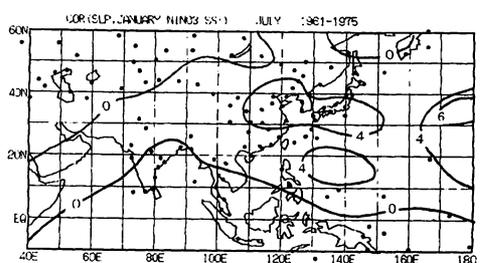
(b)



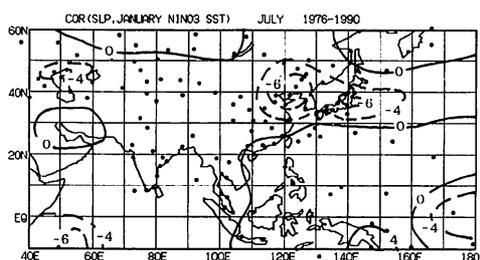
(c)



(d)



(e)



(f)

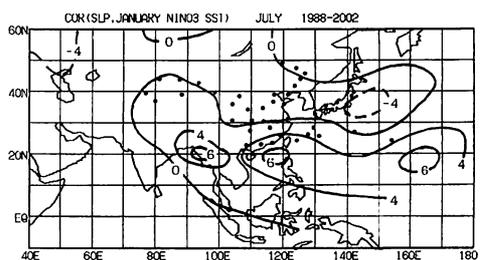
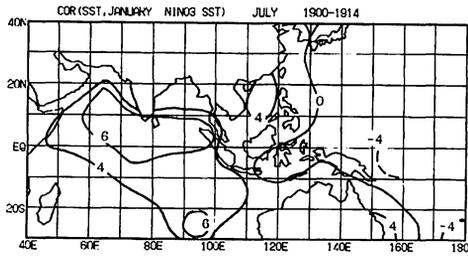
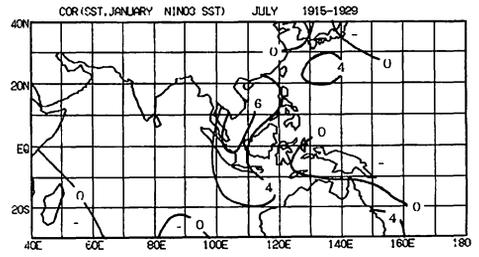


図4 7月の海面(現地)気圧と1月のNINO3 SSTのラグ相関。等値線は原則として0.4以上の相関で0.2毎で引いてある。負相関は点線で示す。数字は相関×10倍。5%で有意な相関は0.53。

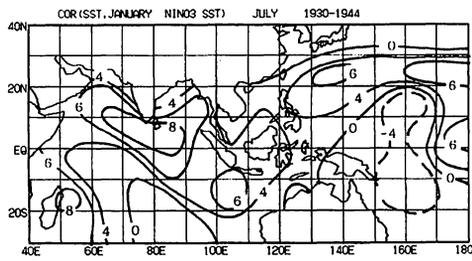
(a)



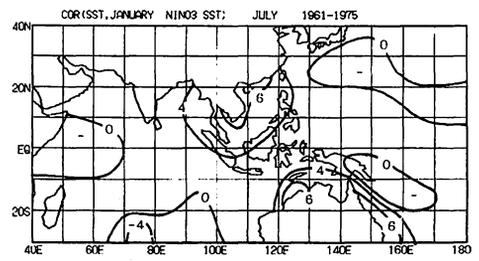
(b)



(c)



(d)



(e)

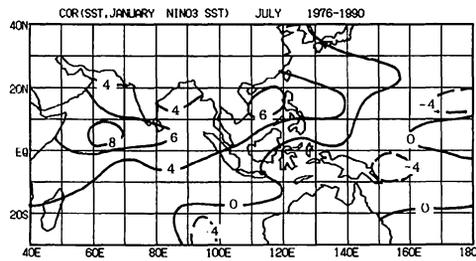


図5 図4と同じ但しCOAD海面水温とのラグ相関。

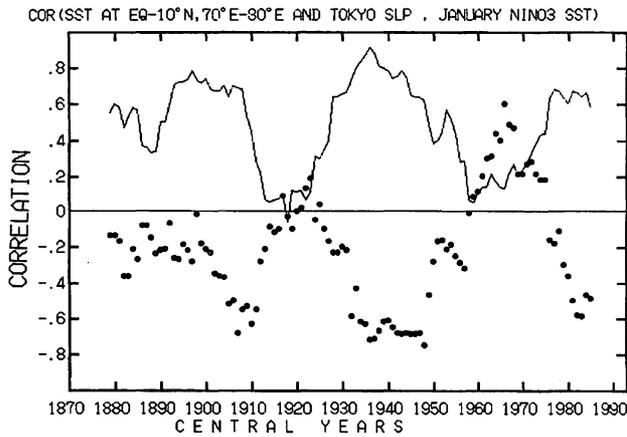


図6 7月のインド洋海面水温（実線）と7月の東京の海面気圧（点）の1月のNINO3 SSTとの15年間ラグ相関を1年ずつ移動して求めた十年スケールの相関の変動。データが有る期間は1876-1992年。5%で有意な相関は0.53。

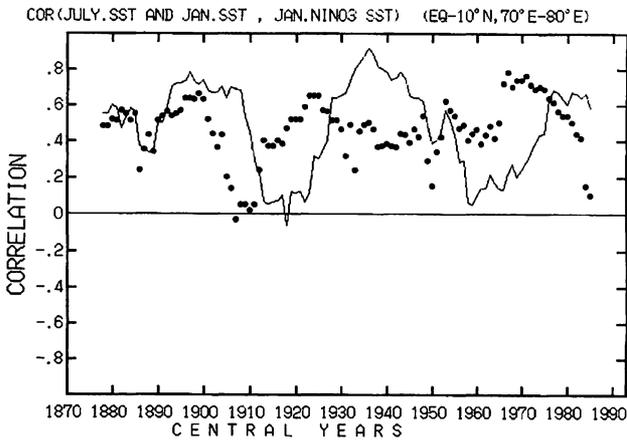


図7 図6と同じ。但し7月のインド洋海面水温（実線）と1月のインド洋海面水温（点）と1月のNINO3 SSTとの相関。

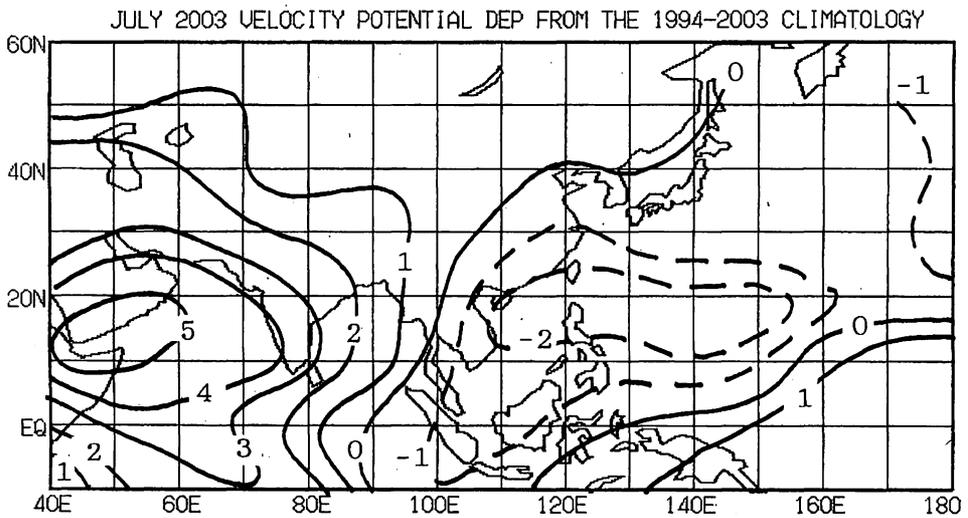


図8 2003年7月の気象庁の現業解析による200hPa面の速度ポテンシャルの1994-2003年の平均からの偏差。単位は $10^6 \text{m}^2/\text{s}$

半世紀前から、2004～06年に、2～3年の干天、暴風雨群を予測 ～異常気象は正常な気象、「自然科学法則」通りに発生、数十年前、数百年前から予測可能～

総合科学研究所

正村史朗

1 1年のずれさえ極めて希な、驚くほど正確な「気候変動の120年周期法則」の発見

(1) 気象学者の悲願でさえあった大凶冷群の科学的な予測

今から半世紀以上前、昭和6年(1931年)から9年(1934年)10年(1935年)にかけて昭和の大冷害群(文化系、後述)が発生したため「娘しか売れるものがない」状況に追いつめられて、例えば山形県のある村では15才から24才までの娘467人のうち110人が身売りし、実に村の娘の4人に1人が売られるほど東北農民は悲惨な状態に陥った。

その23年～29年前の明治35年(1902年)～明治41年(1908年)にも明治の大凶冷群(天明系、後述、以下同様)が発生しており、東北農民の困窮を目の当たりにして大凶冷群の科学的な予測は当時の気象学者にとつての悲願でさえあった。

一般の国民においてもそれは重大な関心事であり、当時旧制高校生であった筆者にとつても同じであった。そこで、過去300年間の太陽黒点の変動と、過去1300年間の東北地方における冷害や干ばつなどの異常気象の発生状況を調査して、1年のずれさえ極めて希な、驚くほど正確な「気候変動の120年周期法則」を発見した。

研究の動機からして東北地方における異常気象の発生状況から調査を始めたが、これらの気象は広く全地球的規模の大気大循環や、気圧配置、海水温などの所産であることが判明した。

(2) アルファ期とベータ期の交代による「気候変動の120年周期法則」を発見

－アルファ期とベータ期では、気象学的な影響がまるで違うことを知る－

太陽活動に、アルファ周期(4年で極大になり6年で極小になるサインカーブの10年周期)と、ベータ周期(6年で極大になり6年で極小になるサインカーブの12年周期)という二つの基礎周期があり、太陽活動には、アルファ期($<1781\sim 1840> \pm 120年 \times n$ 、ただし、 $n=1,2,3,\dots$)。アルファ周期が主周期となり、ベータ周期が副周期となり、太陽活動が典型的なアルファ周期型(ないし逆ベータ周期型)のカーブを描く時期、60年間)と、ベータ期($<1841\sim 1900> \pm 120年 \times n$ 、ただし、 $n=1,2,3,\dots$)。ベータ周期が主周期となり、アルファ周期が副周期となり、太陽活動が典型的なベータ周期型(ないし逆アルファ周期型)のカーブを描く時期、60年間)が互に交代する、120年の長期周期が存在する。

そして、アルファ期とベータ期では、次節以下に述べる通り、気象学的な影響がまるで違うことに気付いた。(第1図、第1表)

アルファ周期、ベータ周期は本質的にいかなるものか？ アルファ期とベータ期がなぜ互に交代

して120年の長期周期を構成するのか？については、後世の探求を待ちたい。

(3) 仮説としての「気候変動の120年周期法則」について

① 筆者の研究の、そもその目的は東北地方の大凶冷群の科学的な予測であった。

そこで、半世紀以上前に、東北地方の冷夏や、干ばつなどの異常気象による稲作の豊凶についての資料を東北管区气象台に求めたところ、松倉秀夫(当時東北管区气象台予報係長、後に釧路地方气象台長として退官、故人)から詳細なデータを送っていただいた。

太陽活動に関する200年～300年にわたる観測データとしては黒点数しかないのをこれを指標とした。

以上の異常気象のデータと、太陽活動の消長との関係を調査した結果以下の事実と法則に気づき、その法則を作業仮説とした。

② 1720年以上前の冷夏や、干ばつなどの記録になると脱落が多くなり、太陽黒点の記録も資料的な均一性が失われるものになるので、1721年以後の、120年周期のアルファ期、ベータ期の最近の2周期について、半世紀前に纏めて一覧にしたものが第1表(ただし、1950年以降の部分はその後の追加)である。

東北地方で比較的起こりやすい冷害については、東北地方全域ないしほぼ全域に近い大規模な冷害をピックアップし、東北地方で希にしか起こらない干ばつについては、1県だけの干ばつの記録のあるものについてもピックアップした。東北地方に1県だけでも干ばつの記録があるときは、そこまで太平洋高気圧が異常に発達し持続したことを意味するからである。

この際に有史以来の1300年間の霖雨(幾日も降り続く雨)、干ばつなどの記録においても(1720年以上前の記録には当然若干の欠落はみられるけれども)「気候変動の120年周期法則」の存在が認められたので、参照のため、東北地方全域ないしほぼ全域に近い大規模な冷害に120年周期で対応する冷害については表に記載した。

③ 仮説は、過去の事象についてその真因を探り、それを解明した後は「実験」においてその真因からの「予測通り」に事象が生起するかどうかを検証することによって、その妥当性を「実証」することが求められる。

第3章において、この作業仮説についての、半世紀にわたる大自然における「自然の実験」の結果による「実証」について述べることにする。

④ この稿では、太陽黒点の変動と気象のデータからアルファ期とベータ期、アルファ周期とベータ周期を帰納したので、過去の異常気象の周期的変動の真因の説明の図には、新しい視点としてアルファ期とベータ期のアルファ周期とベータ周期を用い、仮説設定後の周期的変動の検証にはアルファ期とベータ期、アルファ周期とベータ周期によって具現化された現象としての黒点数の変動を用いた。

⑤ 検証は、第1表に記した異常気象が「気象の120年周期法則」に従って再現するかどうかについてなされたが、第1表の内容は半世紀前からそのままのものであることを付言しておく。

⑥ 検証そのものは、筆者の研究の目的からして来たるべき東北地方における異常気象の発生が

「予測通り」であるかどうかについてなされたが、その後の半世紀にわたる気象学の進展によって、それらの気象は広く全地球的規模の大気大循環や、気圧配置、海水温などの所産であることが判明したので、その見地から記述した。

⑦ 稲はモンスーン地帯のインドまたはインドシナを原産地とする亜熱帯性水生植物で、その成育には7月の平均気温は最低18度、8月の平均気温は最低20度が要求され、その条件がみたされないと稔ることができない。

それ以外でも、7月中旬の幼穂形成期や8月下旬の開花期等の一時的低温などでも障害をうける。東北6県の7月の平均気温は21.8度、8月の平均気温は23.5度であり、平年ならば上の条件がみたされる北限である。

東北6県の作柄と月平均気温との関係を調べてみると7~8月のいずれかの月が20度ないしそれ以下になった年には凶作が起こっている。(当時までの条件、その後現在ではより耐寒性のある稲に品種改良され、栽培環境も栽培方法等によって工夫改善されている) 他方、稲の成育にはある程度の水を必要とするが、北冷西暑など、西日本が暑夏、干天であっても北日本は霖雨、冷夏の傾向があり、干ばつになることは少ない。逆に東北地方で1県でも干ばつの記録がある年は、太平洋高気圧が西日本を覆っていて全国的な干ばつになっている。

日本での気象学上の気温の測定値を始め、梅雨前線の停滞、北上、太平洋高気圧やオホーツク海高気圧の発達、未発達などのデータはどれもせいぜい明治時代までしかさかのぼれない。しかし、東北地方の稲作には1300年間の記録があり、しかも、広範囲に栽培されている。もちろん古い時代の記録は少なくなっている。しかし、東北地方全域にわたるような冷害の記録は割合残っている。

東北6県の冷害による凶作の記録は、偏西風が大きく蛇行して南下し、太平洋高気圧が衰退しオホーツク海高気圧が発達して、前線が日本列島に停滞して、長い霖雨(春の梅雨が終わり、すぐ続いて秋霖)の寒冷の夏であったことを意味する。

そうなった際には、気象庁は梅雨明けの日を特定できなくなる。1993年の宝暦系Ⅰの冷夏とか、1998年の宝暦系Ⅱの冷夏がそれである。

他方、東北6県のうちの1県でも干ばつによる凶作の記録は、太平洋高気圧が発達して偏西風が北上し、オホーツク海高気圧は発達せず、かんかん照りの暑夏であったことを意味する。

筆者の研究の目的は東北地方の凶冷の予測であったが、稲の生育の源はなんといっても太陽の放射エネルギーであり、稲作の収穫が皆無になるか否かの北限であり、かつ、日本列島に干ばつをもたらす太平洋高気圧の発達の北限でもある東北地方における稲作の記録は、図らずも、太陽活動と気候変動についての鋭敏な指標となった。これが「気象の120年周期法則」の発見につながったし、その後の「自然の実験」における「検証」でも筆者の当初の「予想も遥かに越えた」結果になったのであると思う。

(4) アルファ期には、冷夏が圧倒的に多く発生し、干ばつの発生は極めて少ない

— 大凶冷群は、アルファ期の最初の周期(天明系)と、最後の周期(天保系)、

および、中程の周期(文化系)にのみ発生するー

①[アルファ期] アルファ期には冷夏が圧倒的に多く発生しており、干天の発生が1回(寛政系の干ばつ傾向)だけで極端に少ない。

②[大凶冷群] さらに、大凶冷群は、1年のずれさえ極めて稀な、驚くほど正確な120年周期で、アルファ期の最初の周期(天明系)と、最後の周期(天保系)、および、中程の周期(文化系)においてのみ発生し、それ以外には発生しない

[天明系] 史上名高い1782年～1788年(アルファ期の最初の周期)の天明の大凶冷群の、正確に120年後の1902年～1908年(アルファ期の最初の周期)に明治の大凶冷群(天明系)が発生した。

天明の大凶冷群、明治の大凶冷群のような天明系の大凶冷群が、極めて正確な120年周期で、しかも、アルファ期の最初の周期(アルファ周期とベータ周期の位相が最も一致し、理論上振幅が最大級になる時期)の極小期に、霖雨、低温による2年間連続の凶冷群が発生し、上昇途中の時期に1年間の暑夏、豊作となり、極大期に、霖雨、低温による4年間連続の凶冷群が発生して、天明系の7年間のうちに計6年間断続の大凶冷群が発生するという極めて正確な時系列で生起するようなことは偶然には起こり得ない。(第2図、第3図)

[文化系] 1811年～1815年(アルファ期の中ほどの周期)の文化の大冷害群の、正確に120年後の1931年～1935年(アルファ期の中ほどの周期)に昭和の大冷害群(文化系)が発生した。

文化の大冷害群、昭和の大冷害群のような文化系の大冷害群が、極めて正確な120年周期で、しかも、アルファ期の中ほどの周期(アルファ周期とベータ周期の位相が互いに逆位相になり、理論上振幅が最小級になる時期)の極小期に、文化系の5年間のうちに霖雨、低温による計3～4年間断続の大冷害群が発生するという極めて正確な時系列で生起するようなことは偶然には起こり得ない。(第4図、第5図)

なお、天明系、天保系の全国的な大凶冷群に対し、文化系では東北地方では大冷害群であっても西日本では暑夏の北冷西暑となる傾向があり、太平洋高気圧の衰退、オホーツク海高気圧の発達程度が天明系、天保系ほど強くない。これが近世の三大飢饉が享保の大飢饉(大干ばつ群)と、天明の大飢饉(大凶冷群)、天保の大飢饉(大凶冷群)だけとなっている所以である。

[天保系] 史上名高い1832年～1838年(アルファ期の最後の周期)の天保の大凶冷群の、正確に121年後(これだけは1年ずれた)の1953年～1959年(アルファ期の最後の周期)に昭和の大凶冷群(天保系)が発生した。

天保の大凶冷群、昭和の大凶冷群のような天保系の大凶冷群が、極めて正確な120年周期(昭和の大凶冷群だけ1年遅れたが、次の周期では1年早くなって正常な120年周期に復することは理論上明らかである)で、しかも、アルファ期の最後の周期(アルファ周期とベータ周期の位相が天明系に次いで一致し、理論上振幅が最大級になる時期)の極小期に、霖雨、低温による2年間連続の凶冷群が発生し、上昇途中の時期に1年間の暑夏、豊作となり、極大期に、霖雨、低温による4年間連続の凶冷群が発生して、天保系の7年間のうちに計6年間断続の大凶冷群が発生するという極めて正確な時系列で生起するようなことは偶然には起こり得ない。(第6図、第7図)

③ 天明系の大凶冷群、文化系の大冷害群、天保系の大凶冷群の3大系列以外の系列の小規模の異常気象も、1年のずれさえ極めて稀な、驚くほど正確な120年周期で発生する。(第2表)

(5) ベータ期には、干ばつが多く発生し、冷夏の発生は比較的少ない

—大干ばつ群は、アルファ期の最初の周期の極大から極小への下降途中の段落のある独特のカーブを描くときに発生し、それ以外には発生しない—

①[ベータ期] ベータ期には、干ばつが多く発生し、冷夏の発生は比較的少ない

②[大干ばつ群] さらに、大干ばつ群は、1年のずれさえ極めて稀な、驚くほど正確な120年周期で、ベータ期の最初の周期(享保系)の極大から極小への下降途中の段落のある独特のカーブを描くときにおいてのみ発生し、それ以外には発生しない。

[享保系] 史上名高い1731年～1733年(ベータ期の最初の周期)の享保の大干ばつ群の、正確に120年後の1851年～1853年(ベータ期の最初の周期)に嘉永の大干ばつ群(享保系)が発生し、さらに、その正確に120年後の1971年～1973年(ベータ期の最初の周期)に昭和の大干ばつ群(享保系)が発生した。

享保の大干ばつ群、嘉永の大干ばつ群、昭和の大干ばつ群のような享保系の大干ばつ群が、極めて正確な120年周期で、しかも、ベータ期の最初の周期(アルファ周期とベータ周期の位相が最も一致し、理論上振幅が最大級になる時期)の、極大からの下降途中に段落のある独特のカーブを描く時期に、3年間連続の大干ばつ群が発生するようなことは偶然には起こり得ない。(第8図)

③ 享保系の大干ばつ群以外の系列の小規模の異常気象も、1年のずれさえ極めて稀な、驚くほど正確な120年周期で発生する。(第2表)

(6) 例外はあるか？

仮説設定後の検証のための、半世紀にわたる「自然の実験」の結果では、数多くの異常気象の中には、極めて稀であるが、1年だけ早く発生する(119年間隔)こともあるが、その次の周期では1年だけ遅く発生して(121年間隔)正確な120年周期に復帰している(ベータ期における宝暦系Ⅱの場合)。

他にもう1例、アルファ期における天保系でも1年だけ遅く発生している(121年間隔)が、これも、その次の周期では1年だけ早く発生して(119年間隔)、正確な120年周期に復帰することは理論上明らかである。

このように極めて稀にアルファ期とベータ期にそれぞれ1年だけずれて発生しているが、それ以外のすべての異常気象が「1年のずれさえ極めて稀な、驚くほど正確な120年周期」で発生していることは、当初の筆者の「予想を越えた」結果であった。

(7) 異常気象は、決して「異常な気象」でなく、極めて「正常な気象」である

第3章で詳述する半世紀にわたる「自然の実験」による検証によって、天明系の大凶冷群、文化

系の大冷害群、天保系の大凶冷群、享保系の大干ばつ群の4大系列だけでなく、小規模の異常気象の発生の時期までも極めて「正確に」判明し、**数十年先、数百年前から事前に予測可能**になった。

「1年のずれさえ極めて稀な、驚くほど正確な気象の120年周期法則」に従って発生している霖雨、低温による冷夏や、空梅雨、干天による干ばつなどがどうして異常気象であろうか。いわゆる「異常気象」とは決して「異常な気象」でなく、極めて「正常な気象」なのである

(8) 竹林の開花

① 最大規模の大凶冷群である天明系の大凶冷群の時期(アルファ期の最初の周期)に、竹林(ハチク類)が全国で一斉に開花し、また最大規模の大干ばつ群である享保系の大干ばつ群の時期(ベータ期の最初の周期)に、竹林(マダケ類)が全国で一斉に開花する。開花後は地上部の竹は全部枯死するが、しばらくは生きている地下茎から笹のような小さな竹(再生竹)が生える。やがてこの再生竹の根本から新たに別の細い地下茎が伸びる。この新地下茎の芽が地上に伸びて竹(新世代竹)になって、数年もするとともにような竹林になる。

② 竹林が120年ごとに全国で一斉開花する理由はこれまで全く不明であったが、竹はイネ科(タケ亜科)の植物であり、亜熱帯モンスーン地帯の東南アジアがもともとの原産地であって、イネと同じくその成育に一定の温度と水分が要求される。

それゆえ、日本原産のハチク類は最大規模の大凶冷群である天明系の大凶冷期を乗り越えるために120年ごとに一斉に開花して枯れ、凶冷に強い再生竹から新世代竹に生まれ変わっているのである。

他方、水の不足は竹に限らずすべての生物にとって致命的である。そのため(最大規模の大凶冷群である天明系の大凶冷期では、その時期に再生竹から新世代竹に生まれ変わっていても十分間に合うけれども)最大規模の大干ばつ群である享保系の大干ばつ期の場合、その数年前の時期に再生竹から新世代竹にすでに生まれ変わっていなければ、大干ばつ群への対策としては間に合わなくなる。

それゆえ、日本原産のマダケ類は(ハチク類のように天明系の大凶冷期の時期にでなく)最大規模の大干ばつ群である享保系の大干ばつ期の「数年前」の時期にすでに120年ごとに一斉に開花して枯れ、干ばつに強い再生竹から新世代竹に生まれ変わって危機を乗り越えているのである。まことに**自然の英知ともいべき絶妙の現象**である。

③ このような性質が遺伝的に固定するようになったのは、最大規模の天明系の大凶冷群の発生の時期や、最大規模の享保系の大干ばつ群の発生の時期が、数万年～数十万年にわたって「気候の120年周期法則」通りに、正確に120年周期で繰り返されてきたからであり、「気候の120年周期法則」の妥当性についての別の面からの証拠となるものである。

2 地球が太陽から受けるエネルギーが、全ての大気の現象の原動力となっている

大気と、海洋、大陸の結合システムに太陽活動との接点を加えて、初めて気候システムは完成される。

太陽活動のアルファ期とベータ期では気候への影響はまるで異なっている。アルファ期、ベータ期の各段階ごとの気候への影響を解明することなしに大気の現象の真因は理解できず、従って予測不能になる。このことに今日の気象学者は気付いていない。

(1) 1843年にH. シュワベが太陽黒点数がほぼ11年周期で変動することを発見して以来太陽から放射されるエネルギーが周期的に変動するかどうかは科学的な問題として盛んに論議されてきた。

太陽黒点数の増減に伴って本当に太陽の放射エネルギーが増減することが十分正確な観測によって確認されたのは、ようやく人工衛星ニンバス7号とSMM衛星によって観測された1980年代後半であった。

このことは多くの科学者たちにとって驚きであった。黒点の温度約4100Kが光球の温度約5770 K(±10K)より1670K(29%)も低いため、黒点数が増加すると太陽からの放射エネルギーは減少するはずであると思われていたからである。

現在では、黒点に伴う対流活動によって太陽内部の高温の気体が輸送されて、太陽表面の黒点の周囲に白斑と呼ばれる比較的高温の(光球より200Kから600K高い)領域が生じていることが知られている。しかも黒点自身による放射エネルギーの減少傾向を上回る、より大きなエネルギーがこの領域から放射されるため、黒点数が極大となる時期には、放射されるエネルギーも大きくなるとされている。

しかし、黒点数が100を超すほどの極大となったときでも同じであるかどうかについての答えはされていない。筆者は「気候変動の120年周期法則」からの理論的帰結として、黒点数が100を超すほどの極大となったときには総体としての太陽エネルギー放射は逆に減少すると判断する。

アルファ期の各極小期に冷夏になる傾向があるだけでなく、その最初の周期(天明系)と最後の周期(天保系)の極大期には振幅が100を超す最大級になり、4年間連続の大凶冷群が発生するからである。

このことは近い将来(十数年後)の、2022年～2028年の天明系における広義の極大期(2025年～2028年)の黒点数が100を超え、中でもアルファ周期の極大期(2026年～2027年)の黒点数が200に近い値になって4年間連続の大凶冷群が発生すると予測されるので、この時期の地球の大気上層での太陽放射エネルギーの変動を人工衛星によって観測することで確認されるであろう。

(2) 人工衛星ニンバス7号とSMM衛星によって観測された地球の大気上層での太陽エネルギーの変動の大きさは総量に対して約 0.1%程度であるのでこれによる気候への影響は少ないとされ

ている。そこには「異常気象」は「特別な事象」であるという思い込みがあるのではないか？

太陽紫外線や、太陽風、太陽磁場の変化の影響だけでなく、大気大循環などの地球上のすべてのエネルギーの流れが、主として、低緯度域の地表面、海水面で吸収される太陽放射エネルギーと、高緯度域で放出される地球放射エネルギーによって駆動されているという明白な事実に着目することが必要である。たとえ約 0.1%程度の増減であっても、それは地球全体の大気大循環における春夏秋冬の季節推移をいくらかでも加速化し、遅延化する。

冷夏や空梅雨などの異常気象は、太陽からのエネルギー放射による平年の春夏秋冬の季節推移の、太陽活動の特定の段階によるほんの少しの遅延化、加速化現象の結果にすぎず、引金程度の僅かな太陽エネルギーの増減によって発生している。**異常気象には大気大循環を変える特別のエネルギーが要るのでない。**

(3) 霖雨、低温による「冷夏」は春夏秋冬の季節の推移の遅延化の結果にすぎない

① 「冷夏」の年には、太陽のエネルギー放射がある程度減少し、亜熱帯高気圧の発達に平年より弱まる。

② 熱帯収束帯への偏東貿易風のエネルギーも弱くなり、偏東貿易風が太平洋西部に吹き寄せていた熱帯域の暖水が太平洋東部に戻ることによってエルニーニョが発生する傾向が高まる。

エルニーニョによって太平洋西部のフィリピン東沖の海面水温が下がり、そこでの上昇気流のエネルギーが弱まって、太平洋高気圧の発達がさらに弱まる。

③ 他方、モンスーンや梅雨の雨期を、太陽高度とチベット高原の地形的、熱的役割がインド洋とからみあって決めている。

太陽のエネルギー放射がある程度減少し、チベット・ヒマラヤ高原への加熱が減少して、チベット高層高気圧が南偏し、太平洋高気圧の発達も弱まると、偏西風は大きく蛇行しオホーツク海高気圧を形成し、7月～8月になっても梅雨型の大気大循環と気圧配置が続き、霖雨、低温の「冷夏」になる。

④ とくにアルファ期の最初の周期(天明系)と最後の周期(天保系)では、太陽活動の極小期と極大期には、太陽からのエネルギー放射がとりわけ減少し、海水面、地表面への加熱が減少して季節の推移が遅延し、霖雨、低温の大凶冷群の発生となる。

⑤ とくにアルファ期の中ほどの周期(文化系)では、太陽活動の極小期に、太陽からのエネルギー放射がとりわけ減少し、海水面、地表面への加熱が減少して季節の推移が遅延し、霖雨、低温の大冷害群の発生となる。

(4) 空梅雨などの「干天」は春夏秋冬の季節の推移の加速化の結果にすぎない

① 「干天」の年には、太陽のエネルギー放射がある程度増大し、亜熱帯高気圧の発達に平年より強まる。

② 熱帯収束帯への偏東貿易風のエネルギーも増大し、偏東貿易風が熱帯域の暖水を太平洋西部に吹き寄せることによってラニーニャが発生する傾向が高まる。

ラニーニャによって太平洋西部のフィリピン東沖の海面水温が上がり、そこでの上昇気流のエネルギーが強まって、太平洋高気圧の発達にさらに強まる。

③ 他方、太陽のエネルギー放射がある程度増大し、チベット・ヒマラヤ高原への加熱が増大すると、チベット高層高気圧が北偏する。それによって偏西風が平年より北上し、太平洋高気圧の発達とあいまって、梅雨期にすでに真夏期の大気大循環と気圧配置になる。そのため雨が降らず、7～8月も依然としてからから天気で「干天」になる。

④ とくにベータ期の最初の周期(享保系)の、太陽活動の極大から極小への下降途中に段落のある独特のカーブを描く時期には、太陽からのエネルギー放射がとりわけ増大し、海水面、地表面への加熱が増大して季節の推移が加速し、空梅雨、からから天気の大干ばつ群の発生となる。

3 半世紀におよぶ「自然の実験」における「実証」

(1) 筆者が半世紀以上前に発見した「気候変動の120年周期法則」という「自然科学法則」は「実証」を必要とする。筆者がこの「気候変動の120年周期法則」を発見した数年後にアルファ期の最後の周期(天保系、1952年～1958年)が近づきつつあった。

(2) そこで、最初の「自然の実験」における「実証」は、ちょうどその120年前に発生した天保の大凶冷群(1832年～1838年)の際と同様に「太陽活動周期の振幅が最大級になり、天保の大凶冷群と同じ時系列で昭和の大凶冷群(天保系)が発生するであろう」という「予測」についての「検証」になった。

① 太陽活動はアルファ期であるので、アルファ周期型の変動をする。すなわち、アルファ周期の極小期である1952年～1953年に極小になり、アルファ周期の極大期である1956年～1957年に極大になるであろう。

② しかも、この時期(天保系)は、アルファ周期とベータ周期の位相が天明系に次いで一致する時期であるので、その周期の振幅は最大級になるであろう。

③ そして、極小期に太平洋高気圧が衰退し、オホーツク海高気圧が発達して、梅雨前線が7～8月になっても日本付近にとどまり、霖雨、低温による2年間連続の凶冷群が発生するであろう。

④ アルファ周期の極小から極大への上昇期には1年間の暑夏、豊作となるであろう。

⑤ アルファ周期の極大期に前後各1年を加えた時期(広義の極大期、4年間)に太平洋高気圧が衰退し、オホーツク海高気圧が発達して、梅雨前線が7～8月になっても日本付近にとどまり、霖雨、低温による4年間連続の凶冷群が発生するであろう。

⑥ このようにして、前後7年間に、1年間の暑夏、豊作を挟んで、合計6年間断続の霖雨、低温による大凶冷群が発生するであろうという「予測」についての「検証」が必要になった。

はたして、予測通りに太陽活動が変動し、昭和の大凶冷期(天保系)の前後7年間に、1年間の暑夏、豊作を挟んで、6年間断続の大凶冷群が発生するかどうか、大自然による「自然の実験」の結果を待った。

① 予測通りに、太陽活動周期は黒点数190.2という最大級の振幅となり、極小期に太平洋高気圧が衰退し、オホーツク海高気圧が発達して、梅雨前線が日本付近にとどまって2年間連続の霖雨、低温による凶冷群が発生し、上昇期に1年間の暑夏、豊作となり、極大期に太平洋高気圧が衰退し、オホーツク海高気圧が発達して、梅雨前線が日本付近にとどまって4年間連続の霖雨、低温による凶冷群が発生するという、前後7年間に、1年間の暑夏、豊作を挟んで、合計6年間断続の大凶冷群が発生した。

② しかし、太陽活動の変動と気候の推移は、予測より1年ずれて、1953年～1954年に太陽活動は極小になって2年間連続の凶冷群が発生し、1955年に上昇して1年間の暑夏、豊作になり、1956年～1959年に黒点は100を越す極大になって4年間連続の凶冷群が発生するという、すべて「予測より正確に1年ずつ遅れての時系列」で発生した。

③ その後の半世紀にわたる「自然の実験」における「実証」から、このように正確な120年周期から例外的に1年ずれて遅延することがアルファ期に1回あるだけであり、他にも、例外的に1年ずれて早まることがベータ期に1回ある(宝暦系Ⅱの場合)だけであり、それらはその次の周期では完全に正確な120年周期に復帰すること、さらにこれ以外の冷夏や、干ばつなどのいわゆる異常気象が「1年のずれさえない完全に正確な120年周期」で発生していることが「検証」された。

以下において「検証」するように、これほど「1年のずれさえ極めて稀な、完全に正確な120年周期で冷夏や、干ばつなどが発生する」ことは「筆者の予想をも遥かに超える検証結果」であった。

④ 当時は、エルニーニョと日本の冷夏との関係は知られていなかったもので、事前に予測していなかったが、当然の経過として、エルニーニョが、1951年春～51/52年冬、1953年春～53年夏、1957年春～58年春に発生した。

⑤ 当時は、チベット高層高気圧の発達、未発達、北偏、南偏と日本の暑夏、冷夏との関係は知られていなかったもので、事前に予測していなかったが、当然の経過として、太陽活動の極小期と極大期にチベット高層高気圧が南偏して冷夏になり、上昇期にチベット高層高気圧が北偏して暑夏になった。

⑥ 当時すでに、筆者が「天保の大凶冷群と同じ経過をたどる」と予測していたことは、昭和29年(1954年)6月15日に読売新聞で報道されている通りである。(第9図)

(3) 昭和の大凶冷群(天保系)の発生の次の「自然の実験」における「実証」は「太陽活動が、アルファ期(1901年から1960年まで)の原則10年の周期からベータ期(1961年から2020年まで)の原則12年の周期に転換し、それまでの霖雨、冷夏から干天、暑夏が目立ってくるようになるかどうか」であった。

① この「自然の実験」における「実証」では、事実、1961年から太陽活動は原則10年の周期(主周期のアルファ周期に副周期のベータ周期が加わるので、実際には10年強の周期になる)から原

則12年の周期(主周期のベータ周期に副周期のアルファ周期が加わるので、実際には12年弱の周期になる)に転換し、そのベータ期の最初の周期において昭和の大干ばつ群(享保系)が発生しだすなど、予測通りの経過をたどりつつある。

② 当時すでに、筆者が「1960年以後の太陽活動において、黒点周期がそれまでの10年くらいから、12年に長くなるとかなり早くから予測しており、その後60年は干ばつ傾向が目立ってくるであろうと推論していた」ことについては当時の自然科学雑誌「自然」1966年3月号(中央公論社)に根本順吉(気象庁長期予報管理官室)が紹介してみえる通りである。(第10図)

(4)さらにその次の3回目の「自然の実験」における「実証」は「ベータ期の最初の周期における享保系の大干ばつ群の発生について」であった。

① 1971年～1973年の享保の大干ばつ群の際には、太陽活動はベータ期の最初の周期において、極大から極小への下降期にあたって段落のある独特のカーブを描いて、3年間連続の大干ばつ群が発生した。

② 1851年～1853年の嘉永の大干ばつ群(享保系)の際にも、太陽活動はベータ期の最初の周期において、極大から極小への下降期にあたって段落のある独特のカーブを描いて、3年間連続の大干ばつ群が発生した。

③ それゆえ、さらにその次のベータ期の最初の周期(享保系)においても、享保の大干ばつ群から正確に240年後、嘉永の大干ばつ群(享保系)から正確に120年後の1971年～1973年にかけて、太陽活動が極大から極小への下降期にあたって段落のある独特のカーブを描いて、3年間連続の大干ばつ群が発生するかどうかであった。

④ 予測通りに、1971年～1973年には太陽活動が極大から極小への下降途中に段落のある独特のカーブを描いて3年間連続の大干ばつ群が発生した。(第8図)

⑤ 1971年～1973年に3年間連続の干ばつ群が発生することについては、すでにその6年～8年も前に、日本気象学会昭和40年度秋季大会において「太陽活動に関する一つの新しい周期法則と120年気象周期について」という演題で予測し、発表している。(第11図)

⑥ この3年間連続の干ばつ群の発生は、1971年～1973年にチベット高層高気圧がとくに発達して、日本から、東南アジア、インド、中国、ソ連、西アフリカが干ばつになるという世界的な大干ばつ群の一環としてが発生したものである。

⑦ 筆者の「気候変動の120年周期法則」は、気象研究の動機からして、まず東北地方での冷害や、干ばつの発生などについてのものであったが、気象学が進展し、全地球的な気象現象の解明が進むにつれて、広く全地球的な規模の大気大循環と、気圧配置、海水温などの一環としてのものであることが次第に明らかになってきた。

⑧ さらに、予測通りに120年周期で、この享保系の大干ばつ群の発生の10年ほど前から、すなわち1963年～1970年に竹林(マダケ類)が一斉に開花して枯れて、干ばつに強い再生竹から新世代竹に生まれ変わって、享保系の大干ばつ群の発生に備えていた。

天明系の大凶冷群の発生の際にも同様の竹林(ハチク類)の一斉開花の現象が120年周期で

生起しており、大飢饉(大凶冷群や大干ばつ群)の際に竹が120年周期で開花するという古来からの伝承は真実であった。

(5) 延享系(1986年～1987年)の冷夏の発生の「予測」と「実証」

第4回目の「自然の実験」における「実証」は、太陽活動の極小～上昇期において「1986年～1987年に延享系の2年間の冷夏が発生するであろう」という「予測」についてであった。

① 1986年の梅雨期にはオホーツク海高気圧が連日のように現れ、北日本・日本海側で記録的な低温と日照不足が顕著で、梅雨明けも遅れ、農作物への影響が心配された。

(盛夏期には亜熱帯高気圧が本州東方で発達して全国的に平年並みまたは高めの気温になった。)

② 1987年に北陸、東北地方の入梅が大幅に遅れて6月下旬後半に入梅し、7月中旬から梅雨前線が東北地方から山陰地方に停滞した。7月末から8月上旬にかけて優勢なオホーツク海高気圧が出現し、北陸、東北地方では出梅が8月上旬末と、平年より19日も遅れた。オホーツク海高気圧から冷たいヤマセが吹きつけたため、北日本の太平洋側では日最高気温が平年を10度C前後も下回る顕著な低温となり、農作物への影響が心配された。盛夏期となっても太平洋高気圧の北への張り出しが弱く、太平洋高気圧のへりとなった北日本や九州北部では低温多雨、本州では雷雨や集中豪雨が多く発生した。延享系の2年間の東北地方冷夏という「予測通り」の経過をたどり、「実証」された。(第12図)

(6) 寛延系(1988年～1989年)の干ばつ、冷夏の発生の「予測」と「実証」

第5回目の「自然の実験」における「実証」は、太陽活動の上昇期において「1988年～1989年に寛延系の干ばつ(1988年)と冷夏(1989年)が発生するであろう」という「予測」についてであった。

① 1988年は干天を予測していたが、逆に、6月から10月初めまで続いた日照不足や長雨、多雨により、米および農作物の被害が甚大で、とくに東北地方の太平洋側では著しい不作になった。1988年春から1989年夏にかけてラニーニャになり、1988年は普通干天になる気象経過であったが、ラニーニャが強くなりすぎて、対流の中心がフィリピン海からインド洋にずれ、そのため亜熱帯高気圧の中心も西にずれて、南西諸島、韓国、中国、東南アジアが干ばつになり、高気圧の弱かった日本上空には偏西風が南下して日照不足、長雨、多雨になった。

1988年は普通なら干天になるラニーニャが強くなりすぎて逆に霖雨になったので結果的には予測と逆になったが、気象学的には「予測通り」の経過をたどったといえよう。

② 1989年は北日本～東日本太平洋側が4月下旬から7月中旬にかけて低温で、オホーツク海高気圧が時々発達し、そこからの北東気流が北日本～東日本太平洋側だけでなく日本海側にも吹きつけて梅雨寒むが全国的に目立った。(出梅後の盛夏期には、北日本と北陸ではフェーン現象もあって猛暑、干天になった。)

寛延系についての検証結果は、理論的には一応容認できるものであった。(第12図)

(7) 宝暦系 I (1993年～1994年)の冷夏、干ばつの発生の「予測」と「実証」 第6回目の「自然の実験」における「実証」は「1993年～1994年の太陽活動の下降期において、冷夏、干ばつの極端な気候が発生するであろう」という「予測」であった。

① 1993年に偏西風の流れが南北に大きく蛇行し、太平洋高気圧の日本付近への張り出しが弱かったため、全国的に記録的な低温、霖雨、日照不足の冷夏になり、米不足になって世界中から米を買いあさる状態になった。とくに北日本の太平洋側では、顕著なオホーツク海高気圧の影響を受け、平年より 2.5度Cも低くなった。

② 1994年に日本を覆っていた高気圧は対流圏の下層から上層まで連なった非常にしっかりした高気圧であり、偏西風を北海道の北の方まで北上させていたので、全国的に記録的な猛暑、干天の大干ばつになり、宝暦系 I では「予測通り」の経過をたどった。

③ ただし、宝暦系 I においては、冷夏、干ばつの極端な気候のいずれかの発生が予測されるが、そのいずれが発生するか一義的に決まらない。

どうして、この宝暦系 I と、次の宝暦系 II においては、このように、冷夏、干ばつの極端な気候のいずれかが発生するが、そのいずれが発生するかが一義的に決まらないのかについては不明である。(第13図)

(8) 宝暦系 II (1997年～1998年)の冷夏、干ばつの発生の「予測」と「実証」 第7回目の「自然の実験」における「検証」は、太陽活動の極小～上昇期の「1997年～1998年に、冷夏、干ばつの極端な気候が発生するであろう」という「予測」についてであった。

① 1997年の6月下旬～7月上旬に偏西風が顕著に北へシフトし、太平洋高気圧の勢力が強くなり、北日本、東日本、西日本は顕著な高温の酷暑となった。北日本では8月上旬まで高温傾向が続いた。(東日本～西日本では7月中旬以降、太平洋高気圧の西への張り出しが弱く、7月中下旬やや低温傾向、8月やや高温傾向の天候不順になった。)

② 1998年に極東域での偏西風の蛇行が大きく、6～7月にオホーツク海高気圧がしばしば現れ、北日本の太平洋側を中心に冷たい気流の影響を受けた。8月になっても太平洋高気圧は日本列島を覆うほど強まらず、北日本と北陸は冷夏、多雨、日照不足となり、宝暦系 II は「予測通り」の経過をたどった。(西日本の太平洋側は暑夏の北冷西暑であった。)

③ 宝暦系 I と同じく、宝暦系 II においても、冷夏、干ばつの極端な気候のいずれかの発生が予測されるが、そのいずれが発生するかが一義的に決まらない。

④ 宝暦系 II では1757年～1758年の冷夏、干ばつ、洪水から1年早い119年後の1876年～1877年に大干ばつ、洪水になったが、次は1年遅く121年後の1997年～1998年に干ばつ、冷夏、豪雨になり、本来の正確な120年周期に復帰した。(第14図)

(9) 明和系(2003年)の冷夏については、筆者は予測から外した。

予測にあたり、確実な記録資料が比較的整備されている近年の2周期240年間にわたって、少

なくとも、東北地方全域にわたる冷害や、干ばつの記録が揃っていることを条件としたのである。

240年前の1763年には東北地方全域(ただし福島を除く)にわたる霖雨、冷夏による凶作が発生しているが、その次の120年前の1883年には山形で洪水による不作の記録があるが冷夏ではなかったからである。

(10)明和系(2004年～2006年)の干ばつ、風水害の発生の「予測」と「実証」 第8回目の「自然の実験」における「実証」は「2004年～2006年の太陽活動の下降期に、干ばつ、風水害が2～3年断続ないし連続して発生するであろう」という「予測」についてである。(第1表、第15図、第16図)

① 理論上、太陽放射エネルギーが増大すると、地球上の大気大循環が強くなり、偏東貿易風が強くなって、太平洋中部～西部の熱帯収束帯の海水面の温度が平均より1～2度上昇し、フィリピンの東沖の海水面の温度が高くなり、6月には太平洋高気圧が発達し、北偏するので、日本列島は空梅雨、干天になる。台風も多く発生して、北偏した太平洋高気圧の西縁に沿って北上するので、6月から早くも日本列島に上陸するようになる。

夏期には日本列島は、上層のチベット高層高気圧と下層の太平洋高気圧が一部重なって安定した干天、酷暑になり、日本の南の太平洋の海水温が28～29度と平年より1度程度高いので、強く大型の台風がその勢力を保ったまま日本列島に上陸する。

② 実際に、これが2004年の空梅雨、干天、暴風雨であった。(ただし、現時点では2004年の偏東貿易風が理論通りに強くなったかどうかは確認できていない。)

史上最多記録の10個の台風が日本列島に上陸したことは特記される。

③ 現在、太陽活動は下降中である。

④ 2004年～2006年には今回と同じような気候が2～3年断続ないし連続して発生すると予測されるが、その結果については大自然による「自然の実験」の今後の推移を待たざるをえない。

これまでにみてきたように、過去半世紀におよぶ「自然の実験」において4大系列以外の小規模の異常気象もこれほど「1年のずれさえ極めて稀な、驚くほど正確な120年周期」で発生するとは正直なところ期待していなかったくらい、筆者の予想をも越える検証結果であったが、はたして今回はどうであろうか？

(11)ほぼ100%確実な「予測」

① 100%確実な「予測」でなく、ほぼ100%確実な「予測」としたのは「発生の時系列については100%予測通りになるであろう」が、極めて稀ではあるけれども昭和の大凶冷群のときのように予測と1年ずれることがありえないとは言いきれないからである。

② 来るべき次の天明系の大凶冷群の時期、すなわち、2022年～2028年に太陽活動の振幅は最大級のものとなるであろう。

③ 2022年～2023年がアルファ期のアルファ周期の極小期であるので、太陽活動も極小になって偏西風が大きく蛇行し、太平洋高気圧が衰退しオホーツク海高気圧が発達して、梅雨前線が日

本列島付近に停滞し2年間連続の大凶冷群が発生するであろう。

④ 2024年のアルファ期のアルファ周期の上昇期には、太陽活動も上昇してチベット高層高気圧が北偏し、偏西風も北偏して1年間の暑夏、豊作になるであろう。

⑤ 2026年～2027年がアルファ周期とベータ周期の極大期が最も一致する、アルファ期のアルファ周期の極大期であるので、黒点数は200に近い数値になり、このアルファ周期の極大期に前後各1年を加えた2025年～2028年には黒点数が100を超す太陽活動になって、偏西風が大きく蛇行し、太平洋高気圧が衰退しオホーツク海高気圧が発達して、梅雨前線が日本列島付近に停滞し4年間連続の大凶冷群が発生するであろう。

⑥ さらに、この天明系の大凶冷群の発生に伴って2020年～2028年に竹林(ハチク類)が全面開花して、天明系の大凶冷群に強い再生竹から新世代竹に生まれ変わるという120年に1度の極めて珍しい現象が見られることになるであろう。

参考文献

平山淳編 (1981): 太陽 恒星社

気象研究所監修 荒川秀俊、大隅和雄、田村勝正編 (1964): 日本旱魃霖雨史料 地人書館

室井綽 (1974): 竹 法政大学出版局

奥田穰編 (1957): 日本の冷害 東洋経済新報社

仙台管区气象台編 (1951): 東北地方の気候 仙台管区气象台

仙台管区气象台編 (1963): 宮城県気象災害年表 仙台管区气象台

上田弘一郎 (1970): 竹と人生 明玄書房

上田弘一郎 (1975): 竹 読売新聞社

W. J. バローズ著、松野太郎監訳 (2003): 気候変動 シュプリンガー・フェアラー東京

第1表 東北地方の冷害、干ばつなどの異常気象の120年周期(1721年~1960年)

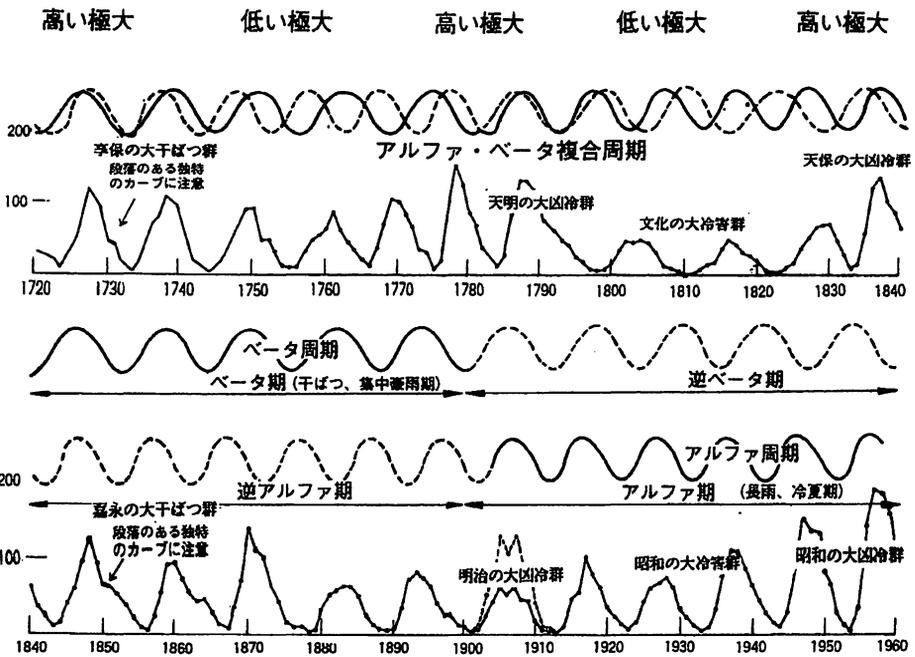
120年周期(I) (1721~1840年)						
凶作又は干ばつ年	太陽黒点数	作 務	気象・その他	備考		
1731	35	風 稲	岩手・山形の一部・宮城	6月干ばつ、洪水	干ばつ・集中豪雨期	
1732	17	11	東北全線	山形干害、虫害		
1733	18	5	岩手・宮城	干ばつ、虫害		
1740	3	22	山形	除害		
1747	4	40	東北全線	寒冷、洪水		
1748	寛延元	40	-	干害、洪水、虫害		
1749	2	50.9	-	低温、早冷、洪水		
1753	寛政3	30.7	大凶作	低温、洪水		
1754	4	12.2	凶作	秋田・山形		
1757	7	52.4	風 稲	東北全線(除 秋)		
1758	8	47.6	不 作	岩手・山形・福島		
1764	天和4	36.4	風 稲	青森・秋田		
1765	5	20.9	不 作	岩手・宮城・山形		
1766	6	11.4	不 作	青森		
1775	安永4	7.0	凶作	岩手・宮城・山形		
1785	9	84.7	-	東北全線(除 青・秋)		
1788	天明3	32.6	大凶作	長雨、低温9月中旬大降雪		天明の異常冷夏期
1789	4	10.2	豊作	夏期 高温、多曇		
1785	5	34.1	風 稲	(除 秋)	長雨・冷夏期	
1786	6	82.9	-	長雨、低温、洪水		
1787	7	132.0	-	(除 青・秋)		
1788	8	130.9	凶作	(除 秋・冬)		
1793	寛政6	46.9	-	(除 秋・冬)		
1794	7	41.0	-	岩手・宮城・山形		
1795	8	21.3	-	岩手・山形・青森		
1796	9	16.0	-	岩手		
1811	文化8	1.4	不 作	岩手・山形		
1813	10	12.9	凶作	東北全線		
1814	11	12.9	凶作	岩手・山形		
1815	12	35.4	-	岩手		
1821	文政4	6.6	不 作	岩手・山形		
1825	8	16.6	凶作	東北全線(除 青・秋)		
1832	天保3	27.5	-	(除 凶)	天保の異常冷夏期	
1833	4	8.5	大凶作	寒冷、洪水		
1834	5	13.2	豊作	岩手洪水のため凶作		
1835	6	56.9	風 稲	東北全線		
1836	7	121.5	-	長雨、早冷		
1837	8	132.3	-	(除 凶)		
1838	9	103.2	大凶作	-		

120年周期(II) (1841~1960年)											
凶作又は干ばつ年	太陽黒点数	気象				作 務	気象・その他	備考			
		7月	8月	7月	8月						
1851	基永4	44.1	-	-	-	不 作	岩手・山形	干ばつ、洪水	干ばつ・集中豪雨期		
1852	5	54.7	-	-	-	凶作	宮城	-			
1853	6	28.0	-	-	-	凶作	岩手・山形	-			
1856	基永7	16.3	-	-	-	不 作	東北全線	寒冷、大凶作			
1857	8	7.2	-	-	-	不 作	山形	-			
1858	明治元	21.5	-	-	-	大凶作	岩手・岩手	干害、大凶作、洪水			
1859	2	73.9	-	-	-	大凶作	東北全線	干ばつ、洪水			
1863	6	69.9	-	-	-	不 作	岩手・青森・山形	干ばつ、洪水			
1874	7	45.7	-	-	-	不 作	岩手・山形	長雨、大凶作、洪水			
1875	8	11.1	-	-	-	-	秋田	干ばつ			
1877	10	12.3	-	-	-	-	秋田・岩手・山形	洪水			
1884	17	43.5	-	-	-	凶作	岩手・山形	6月干ばつ、洪水			
1895	19	25.4	-	-	-	凶作	青森・福島	長雨干ばつ、洪水			
1895	20	4.0	15.8	22.4	-2.0	-0.1	豊作	東北全線			
1900	25	8.1	25.3	24.4	-1.6	+0.9	-	虫害			
1903	28	5.0	15.9	22.4	-2.9	-1.0	凶作	東北全線			
1903	28	24.4	20.8	22.3	-1.3	-1.2	不 作	東北全線			
1904	27	42.0	22.2	22.6	+0.4	+0.1	大凶作	東北全線			
1905	28	45.9	21.7	21.7	-0.6	-3.9	凶作	青森(除 山)			
1906	29	45.6	21.9	21.9	-0.2	-1.0	不 作	-			
1907	30	42.0	22.0	22.0	-1.4	+1.4	不 作	長雨、洪水			
1908	31	45.5	22.3	22.3	-1.8	+0.6	豊作	5月1日降雪、7月降雪			
1913	大正2	1.1	17.7	20.3	-2.1	-2.7	凶作	5-9月降雪、太平洋豪雨			
1914	3	4.4	22.1	21.7	+0.3	+2.0	凶作	長雨干ばつ			
1915	4	47.4	21.7	21.6	-0.1	+0.1	-	7月干ばつ			
1916	5	22.1	21.8	22.0	+0.1	+0.6	不 作	7月干ばつ、虫害			
1921	昭和6	21.7	21.9	22.0	-1.0	+0.5	-	長雨・早冷			
1922	7	11.1	21.9	22.5	-0.1	0	豊作	長雨傾向			
1924	9	8.7	22.0	22.0	-1.6	-1.0	凶作	7月干ばつ、8月降雪、大凶作			
1925	10	26.0	21.7	21.9	-0.1	-1.4	-	(除 山)			
1941	16	41.6	18.6	22.0	-2.2	-1.5	-	6・7・8月降雪洪水被害			
1945	20	23.1	18.7	24.4	-3.1	+0.9	-	6-7月降雪洪水			
1953	28	11.9	21.9	22.2	+0.1	-1.1	-	長雨傾向8月降雪寒冷被害			
1954	29	4.4	18.7	21.7	-2.6	+0.7	-	大凶作、大凶作、冷害			
1955	30	25.0	24.9	24.9	+1.1	+1.0	大凶作	7・8月降雪、9月大雨			
1956	31	11.7	22.1	21.7	-1.0	-1.8	大凶作	7・8月降雪、冷害			
1957	32	10.1	21.9	24.4	-0.6	+0.5	-	1956年以降の異常気象で、この年以降は、長雨傾向が顕著となり、年々冷害傾向が顕著			
1958	33	14.6	21.9	22.5	+0.1	-1.0	-	6・7・8月降雪洪水被害			
1959	34	15.6	21.9	22.9	+0.1	-0.8	-	8月降雪、日照不足			

▲長雨、冷害、宮古、山形、福島、石巻の平均気温、△1956年以降の異常気象については記載がない。

第2表 気象の120年周期の、驚くほど正確な発生間隔と、過去半世紀にわたる検証結果、及び今後80年間の異常気象予測
- 2000年以後の記述は、今後80年間の長雨、低温、早冷等についての予測である -

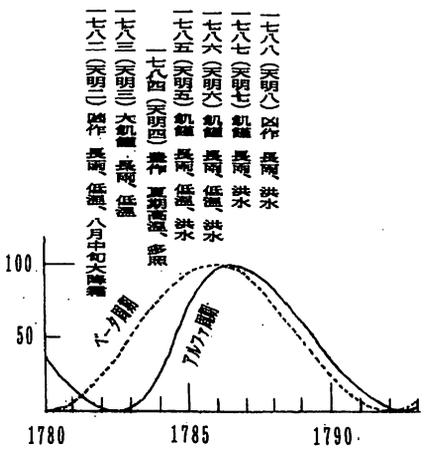
ペータ期	ペータ期	ペータ期
享保の大早魃群(3年連続の大早魃) 1731~1733 ←120年間隔→	基永の大早魃群(3年連続の大早魃) 1851~1853 ←120年間隔→	昭和の大早魃群(3年連続の大早魃) 1971~1973
延享、寛延の冷害~早魃~冷害 1746~1749 ←120年間隔→	慶応、明治の冷害~早魃~冷害 1866~1869 ←120年間隔→	昭和の冷害~(早魃)~冷害 1986~1989
宝暦の冷害~早魃、洪水(I) 1753~1754 ←120年間隔→	明治の冷害~早魃、洪水(I) 1873~1874 ←120年間隔→	平成の冷害~早魃、洪水(I) 1993~1994
宝暦の冷害~早魃、洪水(II) 1757~1758 ←119年間隔→	明治の冷害~早魃、洪水(II) 1876~1877 ←121年間隔→	平成の冷害~早魃、洪水(II) 1997~1998
明和の早魃傾向、風雨群 1764~1766 ←120年間隔→	明治の早魃傾向、風水害群 1884~1886 ←120年間隔→	平成の早魃傾向、風雨群 2004~2006
安永の長雨、低温(I) 1775 ←120年間隔→	明治の長雨、低温(I) 1895 ←120年間隔→	平成の長雨、低温(I) 2015
安永の長雨、低温(II) 1780 ←120年間隔→	明治の長雨、低温(II) 1900 ←120年間隔→	平成の長雨、低温(II) 2020
アルファ期	アルファ期	アルファ期
天明大凶冷群(2年連続、1年連続、4年連続) 1782~1783 ←120年間隔→	明治大凶冷群(2年連続、1年連続、4年連続) 1902~1903 ←120年間隔→	平成大凶冷群(2年連続、1年連続、4年連続) 2022~2023 (I)
寛政の長雨、低温 1793 ←120年間隔→	大正の長雨、低温 1913 ←120年間隔→	平成の長雨、低温(III) 2033
寛政の早魃傾向群 1794~1796 ←120年間隔→	大正の早魃傾向群 1914~1916 ←120年間隔→	平成の早魃傾向群 2034~2036
文化の長雨、低温群(4年連続の早魃) 1811~1815 ←120年間隔→	昭和の長雨、低温群(4年連続の早魃) 1931~1935 ←120年間隔→	平成の長雨、低温群(4年連続の早魃) 2051~2055
文政の長雨、低温(I) 1821 ←120年間隔→	昭和の長雨、低温(I) 1941 ←120年間隔→	平成の長雨、低温(IV) 2061
文政の長雨、低温(II) 1825 ←120年間隔→	昭和の長雨、低温(II) 1945 ←120年間隔→	平成の長雨、低温(V) 2065
天保大凶冷群(2年連続、1年連続、4年連続) 1832~1838 ←121年間隔→	昭和の大凶冷群(2年連続、1年連続、4年連続) 1953~1959 ←119年間隔→	平成大凶冷群(2年連続、1年連続、4年連続) 2072~2078 (II)



第1図 太陽活動と気候変動から相納された α 周期、 β 周期、 α 期、 β 期と気候変動の120年周期（特に享保、天明、文化、天保系）の関係

天明の大凶冷群の発生の時期を解明

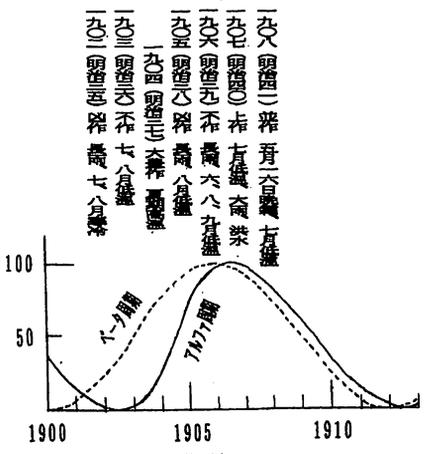
アルファ期の最初の周期の
 (アルファ周期とベータ周期の位相が最も一致する時期の)
 極小期に2年間連続の凶冷群、
 上昇期に1年間の暑夏、
 極大期に4年間連続の凶冷群が発生する



第2図

明治の大凶冷群の発生の時期を解明

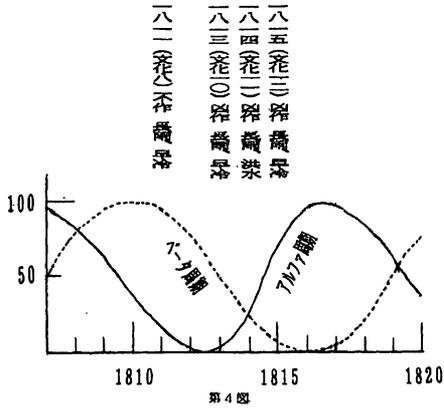
アルファ期の最初の周期の
 (アルファ周期とベータ周期の位相が最も一致する時期の)
 極小期に2年間連続の凶冷群、
 上昇期に1年間の暑夏、
 極大期に4年間連続の凶冷群が発生する



第3図

文化の大冷害群の発生の時期を解明

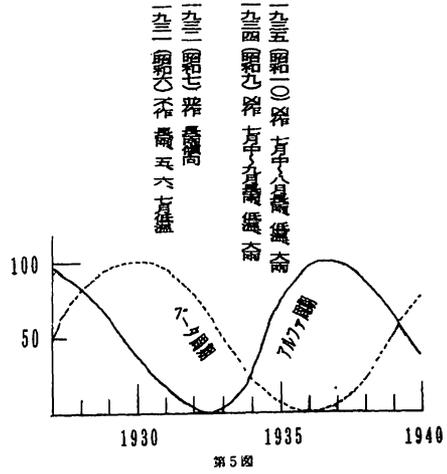
アルファ期の中ほどの周期の
(アルファ周期とベータ周期がお互いに逆位相になる時期の)
極小期に3~4年間の冷害群が断続して発する



第4図

昭和の大冷害群の発生の時期を解明

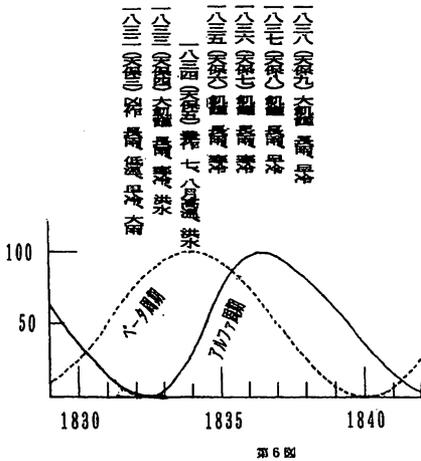
アルファ期の中ほどの周期の
(アルファ周期とベータ周期がお互いに逆位相になる時期の)
極小期に3~4年間の冷害群が断続して発する



第5図

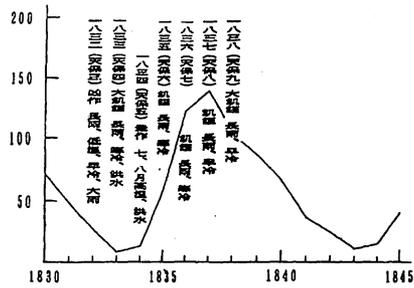
天保の大凶冷群の発生の時期を解明

アルファ期の最後の周期の
(アルファ周期とベータ周期の位相が次に一致する時期の)
極小期に2年間連続の凶冷群、
上昇期に1年間の暑夏、
極大期に4年間連続の凶冷群が発する

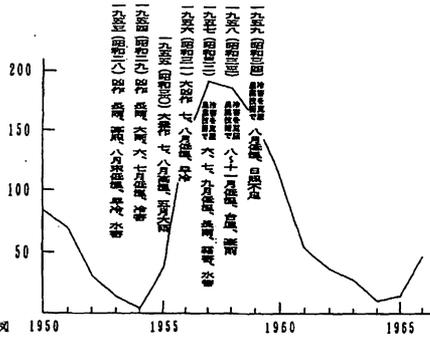


第6図

天保系の大凶冷期の、太陽活動と異常気象の予測と実証
7677期の最後の周期の、極小期に2年連続、極大期に4年連続の大冷害と、中間の上昇期に1年の暑夏発生



第7図



地球温暖化の影響を受ける台風、前線、オホーツク海高気圧について

気象大学校

谷貝勇

1 はじめに

21 世紀の夏期にはこれまでと何か変わった異常気象が日本で頻発するようになってきた。異常気象の内訳は年毎の変化が大きく、2003 年には記録的な冷夏が起り、2004 年夏期は猛暑、集中豪雨、台風の襲来という異常気象が起こった。気象に関心のある人達の中には（専門家も含めて）これらが地球温暖化と関係するのではと心配している。ただし、これまでは、気象観測データから、直接、冷夏や台風と地球温暖化の関係を議論することは不可能だった。最大の問題は観測データの期間で、地球温暖化との関連を議論するためには産業革命以降、100 年間以上のデータが必要だが、例えば台風の経路や発生、発達、雨量との関連を調べるためのデータは気象衛星（ひまわり）が打ち上げられた 1978 年から 20 数年分しか使うことができず、このため、はっきりとした議論を行うことができなかった。

猛暑と地球温暖化は関連付けやすく思われているので、猛暑の起こった 2004 年夏期には日本列島近辺には何らかの温暖化の影響が考えられそうなので、同じ時期に起こった台風の振る舞いに温暖化の影響があってもよさそうである。ただし、このような「感覚的な議論」を確かめるためには、やはり 100 年間以上の観測データが必要なため、現状では難しい。今世紀後半には、これらの疑問が観測データから客観的に解明されそうだが、気象学者はそれまで待たないと、正解が得られないのだろうか？

現在までに、何が分かって、何が理解されていないかについて、気象庁が最近まとめた報告書「平成 16 年夏から秋にかけての集中豪雨・台風等について」が参考になる。そこでは、地球温暖化と台風の発生数や上陸数との関連について、以下のようにまとめている。

「地球温暖化によって地球規模の大気の流れや海洋の状況などが変化し、これに伴って、台風の発生やその日本への接近、台風の強さなどに変化が生じてくる可能性があります。しかし、台風の発生数、接近数と上陸数について、過去の統計（1951 年以降）によると、発生数には、数十年規模の変動が見られるものの、ここ 50 年程度の期間では特段の増減傾向はみられません。また、接近数及び上陸数についても、明瞭な増減傾向はなく、現時点では、発生数や接近数、上陸数についての地球温暖化との関連は検出できていません。また、北大西洋や北東太平洋で発生するハリケーンについては、アメリカ合衆国海洋大気庁は、発生数に明瞭な変化はないとしています。IPCC 第三次評価報告書でも、20 世紀に関しては、解析・評価のためのデータが不十分であり、明確な結論は得られていません。

地球温暖化が進行すると見込まれる 21 世紀に関しても、発生数や接近数、上陸数の動向について、まだ明らかになっていません。台風の発生に関わる、発生海域の海面水温や、

大気中の温度、湿度や風など多くの要因について、地球温暖化が進んだときに、これらの要因が台風の発生数や上陸数にどのように作用するか研究が進められているところです。

IPCC 第三次評価報告書では、21 世紀に、熱帯低気圧の最大風速や平均降水量、最大降水量はいくつかの地域で増大・増加する可能性が高いことが指摘されています。また、最近の研究では、地球温暖化の進行に伴い、台風の発生数は減るが、それぞれの台風は強くなるとの研究成果もいくつか発表されています。

地球温暖化に伴う台風の発生や強さの変化についての説明は今後の重要な研究課題です。」

以上のように、気象庁の報告書は、観測データが十分でないためはっきりした結論が出せない経緯が説明されている。そもそも、ある現象が地球温暖化の影響を受けているかどうか調べるための必要十分条件は、これまではっきりしていない。ハワイのマウナロアで長年観測されている炭酸ガスの量が年々増大している (Keeling and Whorf, 2000) ことがまず基本になっている。そして、気象庁で毎年解析している陸上における世界の年平均地上気温の年差 (気候変動監視レポート, 2004) が 100 年あたり 0.7℃ の割合で上昇していることは、炭酸ガスの増加と対応するので、地球温暖化の影響が高いと考えられている。また、8 月の月平均気温に限っても、世界の平均地上気温は 100 年あたり 0.5℃ の割合で上昇しているので、このことも地球温暖化の影響と考えてよさそうである。ここでは、この 8 月における世界の平均地上気温の年々変動にまず着目する。そして以下では、21 世紀になって顕著になった「北冷西暑」という日本列島で特徴的な現象が世界の平均地上気温と密接に関係するようになってきたこと (谷貝, 2004, 2005) を示し、2004 年夏期にも現れている「北冷西暑」には台風と前線が重要な役割を果たしていることを述べて、逆に、台風と前線が地球温暖化の影響を受けていることを示す。また、北日本の低温が問題となった 2001 年や 2003 年では 8 月の日本列島上の温度傾度を強める働きをした総観規模気象現象はオホーツク海高気圧と前線であったことを示し、同様に、近年のオホーツク海高気圧が地球温暖化の影響を受けるようになったことを示す。

2 21 世紀夏期に起こった「北冷西暑」

日本の夏期では、北日本が平年より冷たいときに西日本が平年より暑くなることが時折起こり、長期予報の担当者の間では「北冷西暑」と呼ばれてきた。「北冷西暑」とは不思議な現象であり、昔から起こっていたが、気象学的に研究が進んでいたわけではなかった。これまでの研究をまとめた気象研究ノート「ヤマセ」(1995)でも「北冷西暑」は論じられていなかった。ここでは、冷夏や暑夏のときに使えるように概念を一般化して、「日本列島上の大きな温度傾度」の意味で用いる。「北冷西暑」の物理的に重要な意味は、ある種の冷夏のときに日本列島で温度傾度が平年よりも大きくなることから起こることである。第 1 図は気象庁で作成した月平均気温偏差を、21 世紀の 8 月について並べたものである。平年値は 1971 年から 2000 年までの期間で作成している。2004 年の夏期は全国的な猛暑として知

られているが、8月中旬から寒気が南下して北日本は低温になり、8月の平均気温偏差（第1図 a）では典型的な「北冷西暑」がみられる。2003年8月（第1図 b）は全国的な冷夏のため、北日本から西日本にかけて負偏差になっている。ただし、よく見ると、負偏差の値は一様に分布しているのではなく、北日本の負偏差が西日本より絶対値が大きく日本列島上の温度傾度が平年より大きくなっている。2002年8月（第1図 c）は、東北地方南部より南では暑夏であったが、東北地方北部と北海道では低温となっていて気象庁の定義通りの「北冷西暑」になっている。2001年8月（第1図 d）は、後に示すように（第3図）過去111年間で最も8月の「北冷西暑」が顕著だった年であるが、オホーツク海高気圧によるヤマセが吹いて、北日本の太平洋側では -2°C 以下の著しい低温になった。それでいて、西日本の気温は平年より高くなっている。このように、21世紀の8月の平均気温分布を見ると、西日本と北日本の温度傾度が平年よりも大きい状態が例外なく起こっている。この傾向が続くと、20世紀に比べて北日本の低温傾向は当たり前のことになり、気候状態の変化に通じることになる。21世紀夏期の日本は、気象学的には「北冷西暑の時代」になる可能性が大きい。気象庁で毎月作成している月気温偏差から明らかになったが、驚くべきことに21世紀の7月と8月（2001~2004年）は例外なく「北冷西暑」（すなわち、日本列島上の温度傾度が平年より大きい値）になっていた。

21世紀に顕著になってきた「北冷西暑」を定量的に確かめるためには工夫が必要になる。Ninomiya and Mizuno(1985)は、冷夏の解析で主成分分析を行っていて、日本の夏期の地表気温の変動特性を調べている。それによると、8月における第1主成分は寄与率が70.1%で北海道から九州まで同符号、すなわち日本全体が同じように変動する。ただし、よく見ると、北日本、特に、東北地方の太平洋側で変動が大きい。第2主成分は寄与率が12.7%で青森県、岩手県を境に北と南で反対符号になっていて、しかも西日本で大きい値をとる。これが「北冷西暑」に対応している。この結果から、北日本の代表地点として岩手県の宮古を選んだ。オホーツク海高気圧が発達した時に寒気が海陸の境を南下するために（木村，1995）、北日本の太平洋側の地点はオホーツク海高気圧の発達を気温のデータで解析するのに適している。一方、西日本の代表地点を選ぶのに、都市化の影響を除くため試行錯誤した。Ninomiya and Mizuno(1985)から選ぶ地点の範囲は決まるが、気象庁の観測地点は多数あり、選択に任意性が生じてしまう。一方で気象庁は、地球温暖化の影響を調べるために、地上気温の解析に観測データの均質性が長期間継続し、かつ都市化などによる環境の変化が比較的少ない17地点を採用している（気候変動監視レポート、2004）。ここでは、気象庁で採用している17地点から西日本の代表3地点を選んだ。それは、浜田（鳥根県、北緯34度53.8分／東経132度04.2分）、境（鳥取県、北緯35度32.6分／東経133度14.1分）、彦根（滋賀県、北緯35度16.5分／東経136度14.6分）である。境は1883年、浜田は1893年、彦根は1894年から観測データがある。これらのデータ調べてみると3ヶ所ともよく似た年々変動を行っていて、3箇所平均からのずれの最大は、1939年8月の浜田で -0.97°C 、次は1991年8月の彦根 0.83°C であった。これから、いくつか起こった場所の移動等の影響は小さいと

みなせる。また、これらの地点の年々変動は大きい、長期的なトレンドは目立たないことから都市気候の影響も小さいと考えられる。この結果、この3地点の平均で西日本の地表気温を代表して問題のないことがわかる。

近年の気温の組織的な特徴をつかまえるために、(西日本-宮古)の8月の月平均気温差で「北冷西暑指数」を定義した(第2図)。図中で示した○は、気象庁で解析している過去107年間で日本の平均気温の高いトップ3(1994年(+1.89℃)、1985年(+1.34℃)、1999年(+1.24℃)；カッコ内は年間偏差)を示し、また◇はトップ4-7(1990年(+1.05℃)、2000年(+0.96℃)、1995年(+0.95℃)、1978年(+0.95℃))を示している。傾向として、「北冷西暑指数」は冷夏のときに大きな値となり、暑夏のときに小さい。これは、「北冷西暑」が目ざされたのが冷夏のときであることと対応している。「北冷西暑指数」の大きい順のトップ10(2001, 1998, 1980, 2002, 1976, 1926, 1996, 2003, 1953, 1995)は6位(1926)、9位(1953)以外では、IPCC3次報告書で言われている地球温暖化が顕著になった1976年以降に現れている。上位5位は一連の冷夏が始まった1976年が5位。顕著な冷夏の1980年が3位に入っている他は、温暖化が特に顕著になった1990年代以降に現れている。2001年の8月は過去111年間で最も高い値を示している。第2図にある5年移動平均の変動を見ると、1999年を除いて(この年は高気圧が北に偏り北日本で晴天が続く宮古の気温は年間偏差2.6℃の高温になり、台風や熱帯低気圧が西日本に影響して悪天をもたらしたため、北冷西暑傾向と逆になった)、過去111年間に1990年代以降で北冷西暑傾向が強まっている。21世紀は冷夏のみならず暑夏の年にも北冷西暑傾向が強まっていることが特徴になっている。

第3図は、8月の「北冷西暑指数」、気象庁で計算した陸上における世界平均気温そして宮古の平均気温について、それぞれの偏差をプロットしている。基準の年値は温暖化が顕著になってきた1971年から2000年までの期間で作成しているため、各年の世界全体の平均気温偏差は負の値に偏っている。これによると、過去111年間で「北冷西暑指数偏差」と宮古の平均気温偏差は、おおそ反対符号で絶対値の変動を含めてよい対応が見られる。すなわち、宮古での冷夏が起こる時は北冷西暑の傾向が強い。逆に宮古で気温の高い時は、北冷西暑と反対(「北冷西暑指数偏差」が負)の傾向になり易い。また、この図から、北冷西暑指数偏差と世界の陸上全体の平均気温偏差に興味深い対応のあることが分かる。両者の相関係数を計算すると(第4図)、過去111年間では0.25だが、地球温暖化が明確になってきた1976年~2004年では0.42に増加し、温暖化が急激になった1990年~2004年では0.62、2001年~2004年の21世紀では0.88の高い値となった。一方、このデータの最初の36年間(1894年~1929年)では0.001の小さい値で、温暖化が顕在化するまでの最初の82年間(1894年~1975年)では-0.11と負の値になっている。これから、地球温暖化の進行とともに近年の北冷西暑が顕在化して、8月における世界の平均気温と日本列島の温度傾度が高い相関を持つようになったことが分かる。世界の平均気温と小さな日本列島の温度傾度が高い相関を持つようになったことは、逆に、日本列島が地

球温暖化の影響を強く受ける場所であると考えられる。日本列島はユーラシア大陸の東端にあるため、ヨーロッパから定常ロスビー波がユーラシア大陸を經由して伝わりオホーツク海高気圧を発達させる場合がある (Nakamura and Fukamachi, 2004)。また 2004 年夏期のように、ユーラシア大陸から南下してくる前線や南から北上する台風が日本の天候に大きな影響を与えている。

これまでの大気大循環の研究から、世界の平均気温がどのように維持されているかが分かってきた。それによると、熱帯域では日射による加熱が卓越して大気は高温になる。一方、地球から出て行く赤外放射は緯度による変化が日射ほど大きくないので、結果的に、高緯度域は低温になる。大気や海洋の運動で熱が低緯度域から高緯度域に運ばれるために、地球の南北の温度差は極端には大きくならない。一方、炭酸ガスが増えると赤外放射に影響して、地球から出て行く赤外放射のエネルギーが減少する。すると地球の気温は上昇して、冬季ではよく知られているように、アイスーアルベドフィードバックが起こって、高緯度地域の気温が上昇する。一方、夏期の日本付近では、別のことが起こり得る。地球温暖化で赤外放射エネルギーが減って低緯度域での気温が上昇するが、日本の北にはオホーツク海という特別に冷たい海があって日本の気象に影響を与えている (Tachibana *et al.*, 2004)。地球温暖化が更に進んでオホーツク海の流水がなくなって昇温する事態になれば別だが、それまでの数十年間にわたって、オホーツク海は冷たい海面水温を保つと考えられる。その結果、日本付近では南北の温度傾度が大きくなり、このことが 21 世紀に実現して日本列島上の温度傾度が大きくなってきたと考えられる。このように、世界の平均気温は熱帯域での加熱と高緯度域での冷却のバランスにあるため、世界の平均気温と高い相関になるためには、日本のように北と南からじょう乱の影響を受ける地域が好ましい。ただし、このじょう乱は、北からの寒気の移流 (前線の南下) や南からの台風といった、同時に被害をもたらすものとなっているので、防災上の注意が必要である。

1998 年 8 月は世界の平均気温が過去最高で年間偏差 0.69°C になったが、このとき北冷西暑指数は 6.8°C で過去 2 番目の大きさだった。2001 年 8 月は世界の気温が過去 2 番目の高温で年間偏差 0.64°C になり、北冷西暑指数は 7.5°C で過去最高の大きさだった。2003 年 8 月は世界の平均気温が過去 3 番目で年間偏差 0.53°C になり、北冷西暑指数は 5.6°C で過去 8 番目の大きさだった。以上の 3 カ年では宮古の平均気温偏差がそれぞれ (-1.6 , -2.6 , -1.9°C) の低温になった。このように、過去 111 年間で世界の平均地表気温が 0.5°C 以上の特別な高温になった年に、特別に大きな北冷西暑と宮古の低温が起こっていることは、地球温暖化と北日本の冷夏の関係を考える上で興味深い解析結果である。2004 年の 8 月については世界の平均気温は 0.27°C で特別に高い値ではないが、10 月は 0.63°C 、11 月は 0.83°C でそれぞれ過去最高の気温になっており、年平均としても 0.45°C で過去 4 番目の高温になっており地球温暖化の影響が強かった年である。

3 2004年と2003年の「北冷西暑」

これまで 111 年間の 8 月の月平均データによる解析から、地球温暖化が日本の「北冷西暑」（日本列島上の大きな気温傾度）を強めていることが分かった。それでは、次の疑問は、月平均の「北冷西暑」を強めているのはどのような現象か、ということである。このことを調べるために、月平均の「北冷西暑」を解析した手法を、日々の日平均気温に適用した。

第 5 図（上）は、岩手県の宮古と西日本の境、浜田、彦根の日平均地上気温を 2004 年 8 月についてプロットしたものである。宮古の気温から分かるように、8 月の中旬から下旬にかけて東北地方の気温は冷夏に近い状況だった。一方、境、浜田、彦根の気温の間に大きなばらつきはなく、各地の日平均気温は局地的な影響よりもより大きなスケールの現象の影響で支配されていることが分かる。そして西日本では高温が続いており、西日本と宮古の平均気温の差で定義する「北冷西暑指数」は平年よりも大きかった。第 5 図（下）は、この「北冷西暑指数」を日平均気温で計算したものである。すると、この指数は、特定の期間や日に大きな値をとり、結果として、月平均値が大きくなっていることが分かる。では、極大値となった 2004 年 8 月 18 日と 29 日に何が起こっていたかが問題になる。第 6 図に気象庁で作成した 8 月 18 日 00UTC（午前 9 時）の地上天気図を示す。台風 15 号と日本列島を横断する前線が見える。アメダスによる気温分布では、前線に近い東北地方から北海道中部にかけて平年より低温で、関東より南は瀬戸内海付近を除いて平年より高温になり「北冷西暑」になっていた。アメダスによる風と日照時間を見ると、西日本では南風が卓越し、四国地方では台風により多量の雨が降り、山越えに当たる中国地方の日本海側では降水が減り一部で日照があり気温を高めるのに都合のよい状態となった。同じく 29 日には九州の南に台風 16 号そして前線が関東付近にあって、南下した前線を台風が強めて日本列島上の温度傾度を強めていることが分かる。

次に顕著な冷夏の 2003 年 8 月を同様に調べる。第 7 図（上）は、岩手県の宮古と西日本の境、浜田、彦根の日平均地上気温を 2003 年 8 月についてプロットしたものである。宮古の気温を見ると 8 月 15～19 日にかけて特別に低温の日だった。西日本の日平均気温は 8 月 19 日以降に高温となり、結果として第 7 図（下）の「北冷西暑指数」は 8 月 19 日に極大となった。第 8 図に地上天気図（19 日 00UTC）を示す。前線が西日本と東日本の間にあり、オホーツク海の東海上に高気圧がある。このため北日本ではヤマセが吹いて低温になり、前線の南側にある西日本は高温になり、前線とオホーツク海高気圧が「北冷西暑指数」を大きくするのに寄与した。

2003 年 8 月の「北冷西暑指数」は 2004 年 8 月と異なり、全体的に大きな値となっていて、特定の数日間に小さな値となっている。2003 年 8 月ではオホーツク海高気圧が卓越している期間が長く、そのため宮古の気温が低温になっていて西日本との気温差が大きい。ただし、オホーツク海高気圧の影響が西日本まで及んだ 8 月 14 日は、宮古と西日本で低温となり結果的に双方の気温差は小さくなった。その他に、台風 10 号(TS0310)が上陸した 8 月 9 日は宮古で日平均気温が 24.6℃の高温になり日本列島上の温度傾度は小さくなってい

る。また8月23日にも宮古の日平均気温は26.0℃の高温になったが、これは前日に大陸上にあった低気圧が東進してオホーツク海に入ったため、12時には4.6 m/sの南西風が吹き32.1℃の高温になった。このように、2004年と2003年の8月では「北冷西暑指数」を強めるじょう乱は異なるが、21世紀の8月を調べると、台風、前線、オホーツク海高気圧の組み合わせで、日本列島上の温度傾度が強められていることが分かった。すなわち、これらは「日本列島上の南北の温度傾度」を強めることに役立っていることから、逆に、地球温暖化の影響を受けていると結論付けられる。2004年夏期の台風のように、勢力が強く、巨大で多数やってくるのは、前線と作用して日本列島（付近）の温度傾度を強めるのに有効に働く。

第9図は21世紀の夏期に日本で起こるようになった災害を伴う大規模気象現象を模式的にまとめたものである。昔は、月平均された日本列島の温度傾度と世界の月平均地上気温の間に関係が無かった。しかし地球温暖化の影響でこれらが相関を持つようになり、21世紀での相関係数は0.88という非常に高い値となった。世界の平均気温が高いと日本列島上の温度傾度が大きくなり、それをもたらす総観規模の気象現象として「台風、前線、オホーツク海高気圧」の組み合わせを伴っていた。そして、2004年では前線を台風が刺激して日本列島上の温度傾度を強めていた。このため、日本列島に住む人々にとって、かつて台風の被害が少なかった地域で被害が起こるようになってきたと受け止められるようになって来た。また被害の内訳もかつてと変化してきたと受け止められるようになって来た。これら感覚的なことは、建造物を含めた日本の環境が変わってきた影響も考えられるが、2004年に日本に襲来した台風や集中豪雨がかつてと異なり、地球温暖化の影響を受けることになってきた効果が考えられる。そして、今後とも地球温暖化の進行することが想定される状況のため、2004年のように人々が異常と感じる台風と集中豪雨が、今後とも数十年スケールで増加することが予想される。北極海の氷が大幅に溶けたり、オホーツク海の流氷がなくなって海水温度が上昇するような状況になると日本列島の温度傾度と世界の平均気温の関係が変わってきそうだが、それまで防災対策は、数十年スケールで考えることが必要になる。また、ここでは台風と前線のカップリングを基に論じたが、2004年の台風が変質していることを調べるためには、台風の発生から発達、移動そして消滅までにどのように昔と変わってきたかを調べるのが重要になる。また、近年の北日本の冷夏は、世界が温暖化していく中で頻発するようになった一見、不思議な現象である。ただし、ここで示したように、近年は「北冷西暑」と世界の平均気温が密接に関係しているので、逆にこの関係を用いて、世界の気温をより早く詳細に解析していくことで北日本の低温に関連した季節予報の精度を向上させることが可能になる。

参考文献

- IPCC (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. I. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, UK, 881pp.
- Keeling, C.D., and T.P. Whorf (2000): Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In: *Trends: A compendium of data on global change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., USA.*
- 木村竜治 (1995): ヤマセの地球流体力学的側面. 気象研究ノート, 183, 91-105.
- 気象庁 (2004): 平成16年夏から秋にかけての集中豪雨・台風等について. 平成16年11月. 1-39.
- 気象庁 (2004): 気候変動監視レポート2004. 平成17年3月. 1-68.
- Nakamura, H and T. Fukamachi (2004): Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 1213-1233.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno (1985): Anomalous cold spell in summer over Northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime air-mass. Part 1. EOF analysis of temperature variation in relation to the large-scale situation causing the cold summer. *J. Met. Soc. Japan*, 63, 859-871.
- Tachibana, Y., T. Iwamoto, and M. Ogi, J. (2004): Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high, *Met. Soc. Japan*, 82, 1399-1415.
- 谷貝 勇 (2004): 地球温暖化が影響する日本の冷夏と暑夏について. 2003年度春季大会講演予稿集, 77.
- 谷貝 勇 (2005): 地球温暖化の影響を受ける台風、前線、オホーツク海高気圧について. 2004年度春季大会講演予稿集, 91.

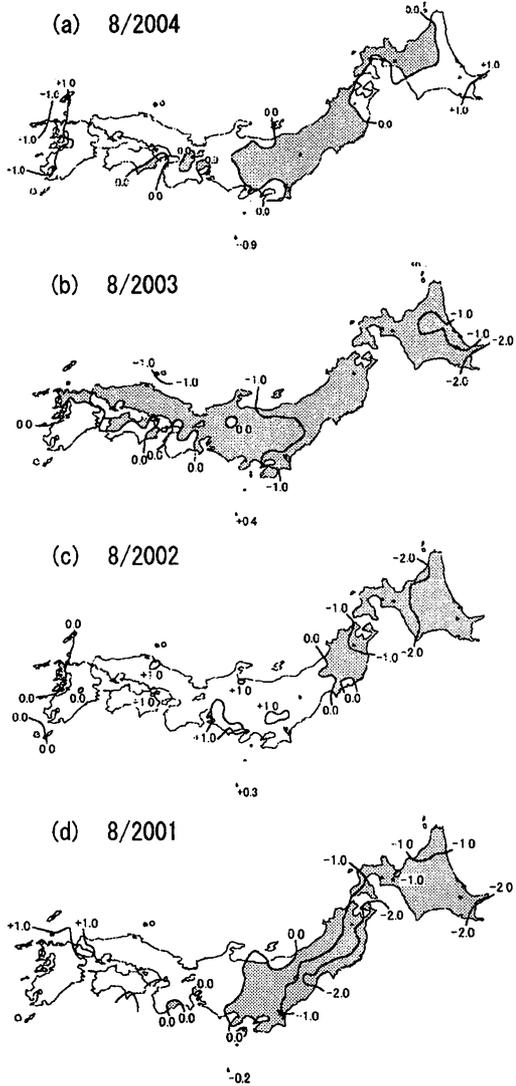


図1 2001年～2004年8月平均地上気温の平年偏差
(気象庁作成)

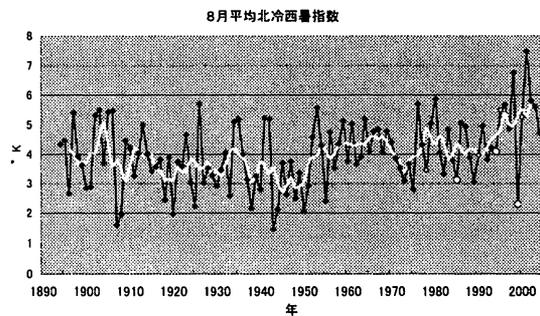


図2 8月の月平均気温差(西日本—宮古)で定義される「北冷西暑指数」(1894年から2004年)。○は日本の平均気温トップ3。◇は同じくトップ4～7。

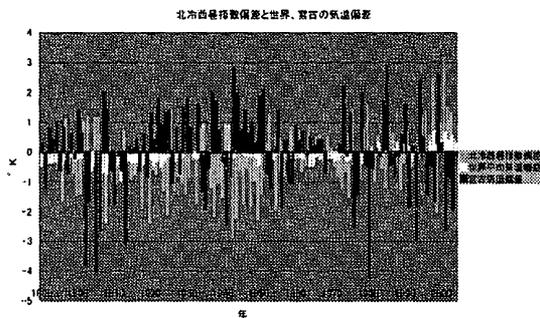


図3 8月の月平均北冷西暑指数偏差、宮古の気温偏差そして世界(陸上)平均気温偏差(1890年から2004年。ただし、北冷西暑指数偏差は1894年以降)

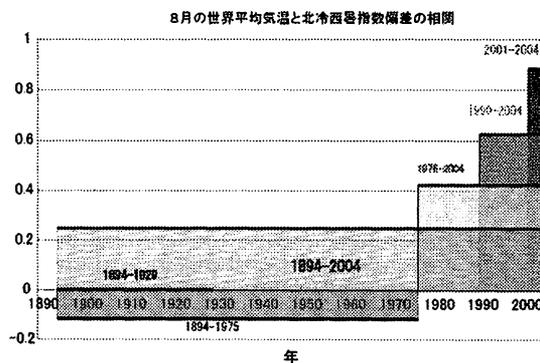


図4 8月の世界平均気温と北冷西暑指数偏差の相関係数。

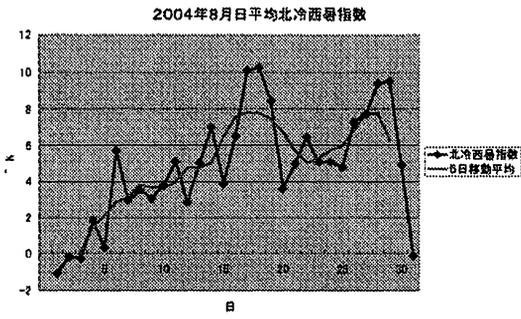
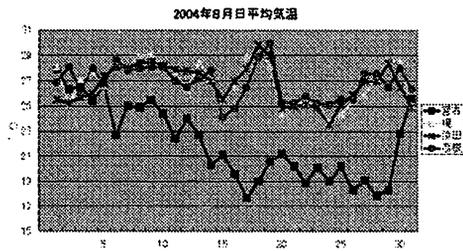


図5 (上) 2004年8月の日平均気温(宮古と西日本の境、浜田、彦根)
 (下) 西日本と宮古の平均気温の差で定義する「北冷西暑指数」。細線は5日移動平均。

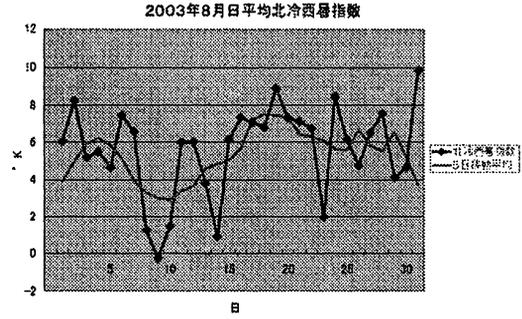
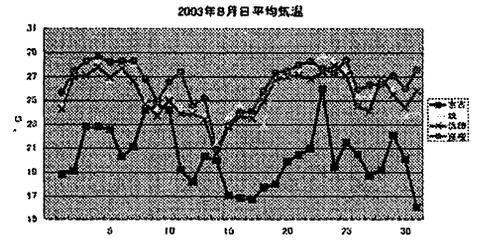


図7 (上) 2003年8月の日平均気温(宮古と西日本の境、浜田、彦根)
 (下) 西日本と宮古の平均気温の差で定義する「北冷西暑指数」。細線は5日移動平均。

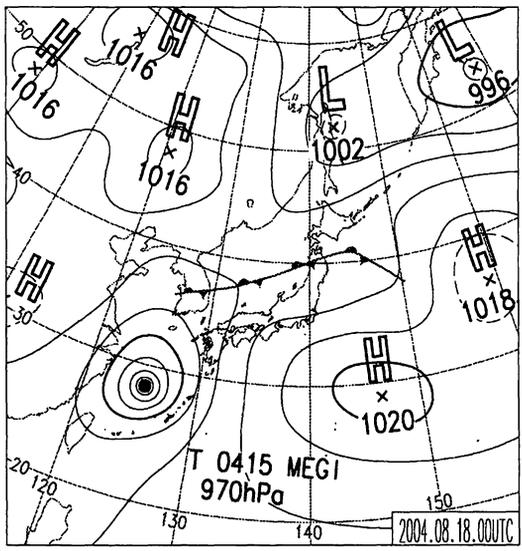


図6 2004年8月18日、日本時間9時の地上天気図(気象庁作成)

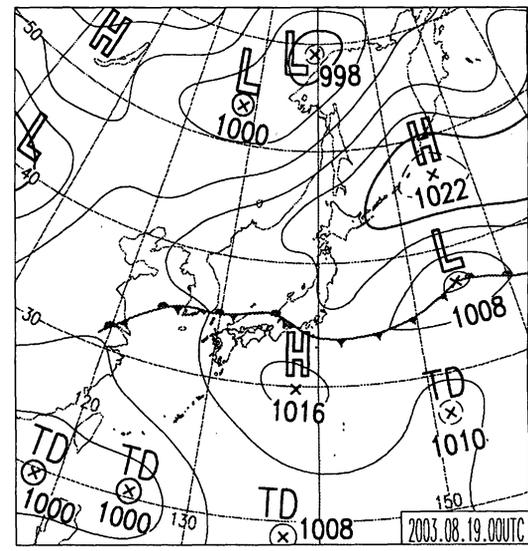


図8 2003年8月19日、日本時間9時の地上天気図(気象庁作成)

21世紀の夏期に起こっている大規模気象現象(災害)の特徴

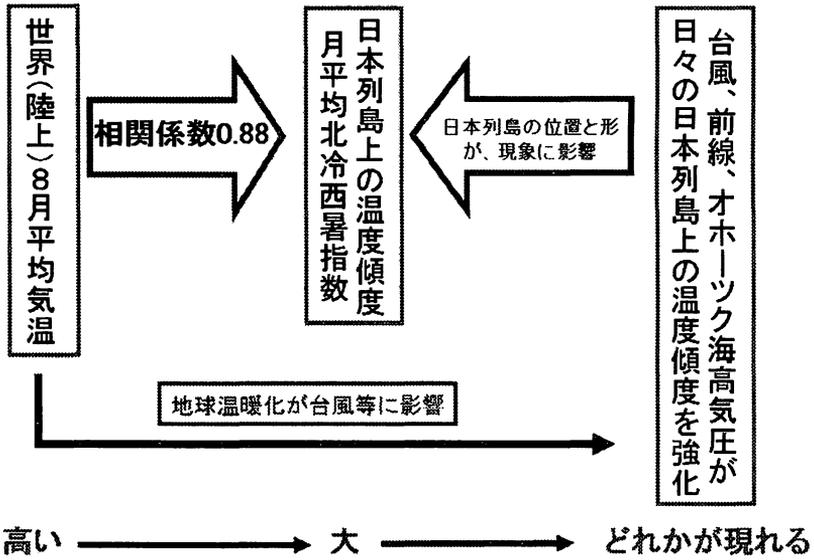


図9 21世紀の日本の夏期に起こっている大規模気象現象(災害)の特徴を示す模式図

日本・韓国における極端な気温の変動の解析

気象庁 気候情報課

村上喜章、中三川浩、福山幸生

気象庁 水戸地方気象台

中村理恵

1. はじめに

近年、日本では世界的な傾向と同様に気温が上昇しており（気象庁，2002）、地球温暖化やヒートアイランドとの関連から様々な調査がなされている（気象庁，1999；藤部，1998 など）。特に日単位の極端な低温や高温は様々な被害をもたらすことから、その変化を知ることは対策を策定する上でも重要である。例えば、冬季の極端な低温は水道管の凍結・破裂を引き起こし、春季の低温は凍霜害をもたらす。また、夏季の極端な高温は熱中症や家畜の被害などを引き起こし、極端な低温は稲の不稔につながることもある。

図1に示すように、IPCC（2001）は極端な現象（例えば極端な高温や低温）の増加や減少は、平均値および分散の変化によってもたらされると述べている。平均値や分散（日々の変動）の変化についての過去の解析には、Karl et al. (1995)、Moberg et al. (2000)、Wettstein and Mearns (2002)、Klein and Konnen (2003) などがある。Moberg et al. (2000) はヨーロッパ8地点での100年以上の日最高・最低気温を用いて、季節内の平均・分散・極端な値を求め、その相互関係や長期的変動、NAO（北大西洋振動）との関連を調査した。Wettstein and Mearns (2002) も Moberg et al. (2000) と同様の手法により、米国とカナダの変動について解析した。また、Klein and Konnen (2003) は極端な現象の変動が平均・分散の変動とどのように関わっているかを評価した。

日本の日別値を用いた極端な現象の解析に関しては、気象庁（1999）が日最高・最低気温の第3位までの出現時期や日最高気温が35℃以上となった日数の変動を調査した。Isobe (2002) は Manton et al. (1999) の手

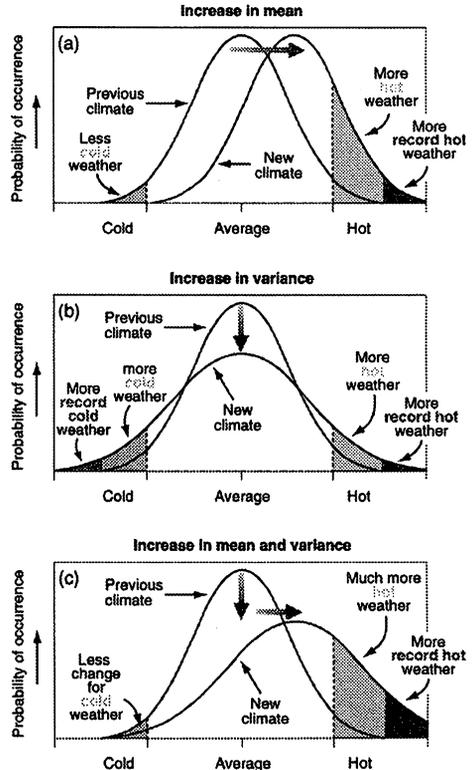


図1 (上) 平均気温の上昇、(中) 分散の増大、(下) 平均気温および分散の増加が極端な高温や低温の出現頻度に与える影響を示す模式図。IPCC(2001)より引用。

法を用いて年間上位1%の値を基準とした極端な値の変動を解析した。また、藤部(2003)はアメダスデータを用いて年間上位10位までの経年変化を求めた。日本に関する調査では、いずれも極端な現象の変化に注目した解析は行われてきたが、それらの変化が平均の変動のみによるものか、分散(標準偏差)の変動も関連しているのかという視点での解析はなされていない。そこで、本調査では1961年以降の日最高・最低気温を用いて、平均および分散の変動とそれらの変動ともなう極端な現象の変動を解析した。また、それらの変動をもたらしている循環場との関連も調査した。

2. 調査方法

本調査では、日本およびAPNワークショップ(Page et al., 2004)で交換された韓国の日最高・最低気温のデータを用いた。調査対象地点を図2に示す。日本の対象地点は1961年以降に移転等の理由で均質性が保たれない地点を除く120地点である。また広域的な変動をみるために、父島・南鳥島(観測開始はともに1961年より後)を加えた。韓国の対象地点は6地点(そのうち3地点は人口100万人以上の大都市で、2地点は人口10万人以上の都市)だが、データの均質性は未確認である。調査期間は1961~2003年であるが、東北地方については品質管理された長期間の日別データが作成されているため、1891~2003年の変動を解析した。

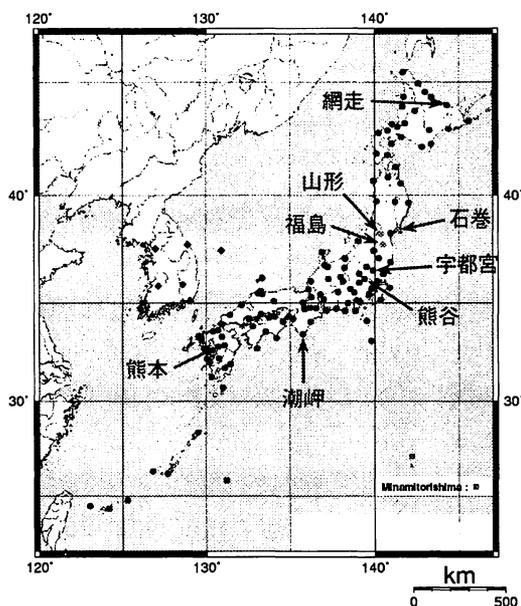


図2 解析に用いた地点の分布。

まず、日最高・最低気温データを用いて月・季節別に平均値と標準偏差を求め、その地域的・季節的な長期変化の特徴を調べた。Manton et al. (1999)での極端な気温の定義は、日最高・最低気温それぞれ年間の1パーセント値および99パーセント値(すなわち年間下位4番目および上位4番目の値)を1971~2000年の期間で平均し、それを上回るあるいは下回る値としている。図3は本調査に用いる日最高・最低気温の1パーセント値および99パーセント値(対象は日本の地点のみ)がどの時期に出現するかを、通年にわたって半旬別(5日ごと)の頻度であらわしたものである。この図が示すように、日最高・最低気温ともに、1パーセント値(極端に低い気温)の約87%は1~2月に出現し、99パーセント値(極端に高い気温)の約93%は、7~8月に出現している。

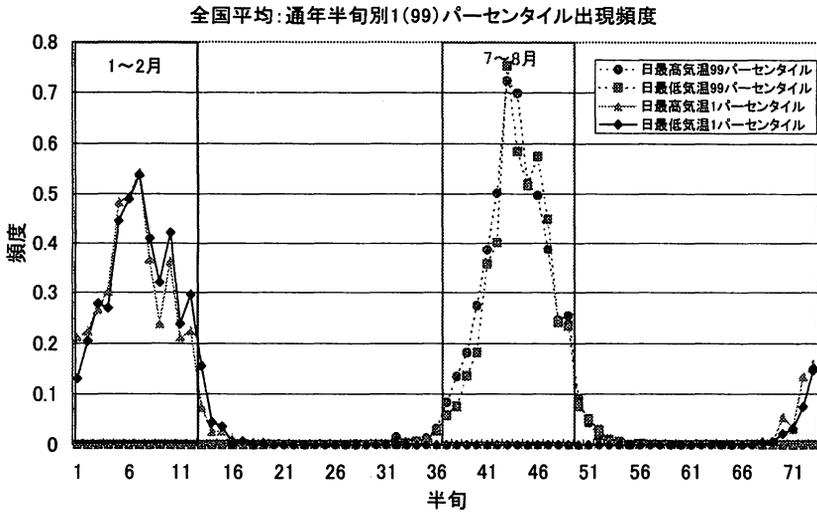


図3 1971～2000年における日最高（最低）気温上位（下位）1%の半旬別出現頻度（全国平均）。

Manton et al. (1999) では極端な現象を年間の下位（上位）4番目の値を基準としていたが、前段の結果を受けて本調査では1～2月（以下「冬」と記述）の下位4番目、7～8月（以下「夏」と記述）の上位4番目の値を基準とした。このように基準を求める期間を固定したのは、期間内の極端な気温の出現日数と同期間内の循環場を比較するため、また極端な気温の出現日数の変動と同期間の平均や分散の変動との関連を明らかにするためである。

以上のような手法で表1に示す4つの指数を定義する。例えば「寒い夜」とは、各年冬の日最低気温下位4番目の値を1971～2000年の30年間で平均した値を基準として、それを冬期間内で下回る日とする。

表1 本調査で用いる「寒い夜」・「寒い日」・「暑い夜」・「暑い日」の定義。

	季節内で各値の1971～2000年の平均を下回る（上回る）日
寒い夜	各年1～2月の日最低気温下位4番目の値
寒い日	各年1～2月の日最高気温下位4番目の値
暑い夜	各年7～8月の日最低気温上位4番目の値
暑い日	各年7～8月の日最高気温上位4番目の値

このように求められた各指数の出現日数の1961～2003年の43年間の長期的変化傾向（トレンド）を各地点について求めるとともに、これらの変動と平均値や分布型の変化との関係を求めた。各指数の変動が平均の変動のみで説明可能かどうかは、Klein and Konnen (2003)の方法に準じて見積もった。さらに、各指数の変動と循環場や都市化との関連も調べた。

長期的変化傾向の有意性については、t検定による95%の有意水準での判定を行った。

季節別の平均値と標準偏差は、日別平年値との差を該当期間で平均して算出した。なお、本調査での平年値の期間は 1971～2000 年である。

3. 結果

3-1. 「寒い夜」・「寒い日」の変動

図4に「寒い夜」・「寒い日」の出現日数の地点別トレンドを示す。記号が大きいほどトレンドが大きく、トレンドが有意な地点は記号を塗りつぶしてある。また、「寒い夜」の減少トレンドが大きくかつ有意な地点として宇都宮を、同様の理由で「寒い日」は熊本を選定し、「寒い夜」・「寒い日」の出現日数および冬の日最低（最高）気温下位4番目の値の経年変化を図5に示す。「寒い夜」は韓国を含めて全国的に減少しており、特に関東地方での減少トレンドが大きい。宇都宮の例でみられるように、関東地方以西では1980年代後半以降に「寒い夜」が大きく減少するという特徴がみられる。一方、「寒い日」は「寒い夜」に比べて全国的に減少トレンドは小さいが、西日本以西で有意に減少している。熊本の例にみられるように、「寒い日」も1980年代後半に大きく減少している。

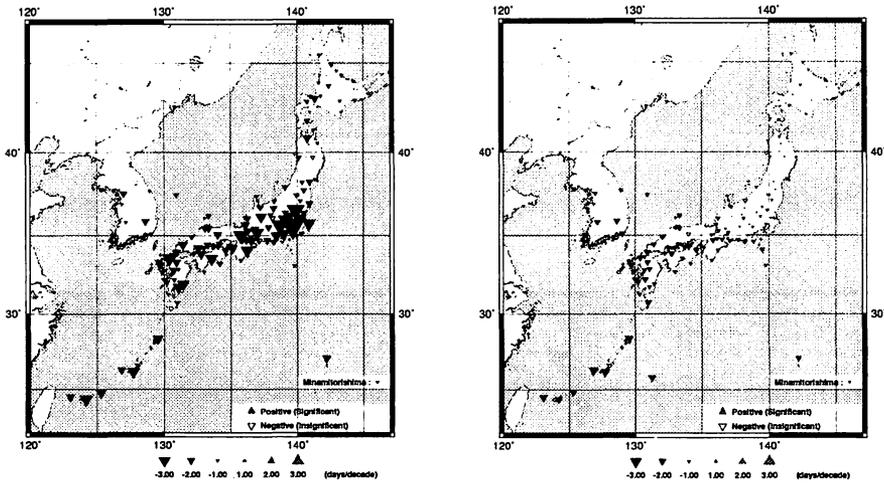


図4 「寒い夜」・「寒い日」の出現日数の地点別トレンド（1961～2003年）。左側が「寒い夜」、右側が「寒い日」。

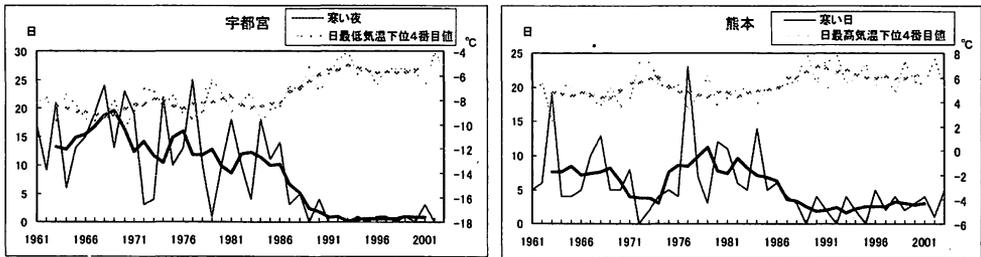


図5 (左) 宇都宮における「寒い夜」の出現日数および冬の日最低気温下位4番目の値の変動。(右) 熊本における「寒い日」の出現日数および冬の日最高気温下位4番目の値の変動。細線は年々の値、太線は5年移動平均の値。

次に、「寒い夜」・「寒い日」の変動と冬の日最低（最高）気温平年差およびその標準偏差の変動の関係を考察する。図6に冬の日最低（最高）気温平年差の地点別トレンド、図7に冬の日最低（最高）気温平年差の標準偏差の地点別トレンドを示す。日最低気温は全国的に有意な上昇トレンドがみられる。その標準偏差は全国的に減少トレンドがみられ、特に東日本以北では有意に減少している。日最高気温は西日本以西で有意な上昇トレンドがみられるが、東日本や北日本でのトレンドは有意でない。その標準偏差は九州以西で有意な減少トレンドがみられるが、そのほかの地域では有意なトレンドはみられない。

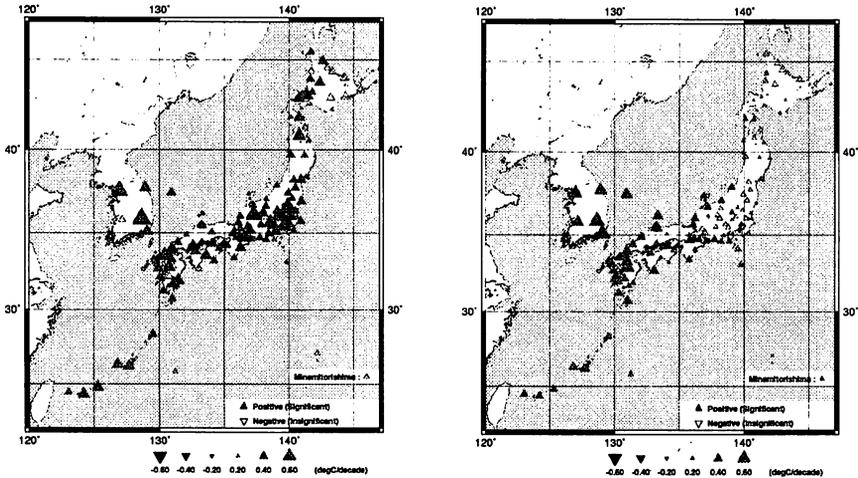


図6 冬の日最低（最高）気温平年差の地点別トレンド（1961～2003年）。左側が日最低、右側が日最高。

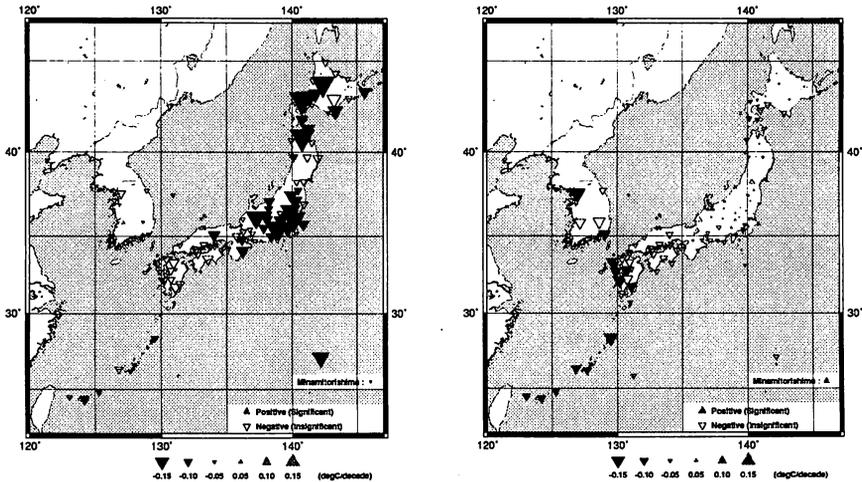


図7 冬の日最低（最高）気温平年差の標準偏差の地点別トレンド（1961～2003年）。左側が日最低、右側が日最高。

図8は宇都宮（熊本）における冬の日最低（最高）気温平年差の階級別出現日数を2つの年代に区切って集計したものである。両者ともに、後半の年代は前半の年代に比べて大きな負偏差の値の頻度が著しく減少しているのに対し、大きな正偏差の値の頻度の増加は比較的小さく、全体として平年値付近の頻度が増加して標準偏差が小さくなっていることがわかる。つまり、「寒い夜」および「寒い日」の減少は平均値の上昇と標準偏差の減少という分布型の変動によりもたらされているといえる。

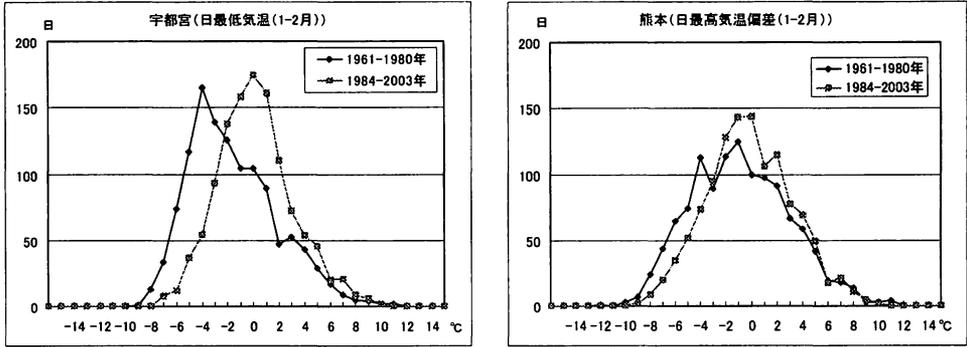


図8 冬の日最低（最高）気温平年差の階級別出現日数。年代別（1961～1980年、1984～2003年）に集計。左側が宇都宮における日最低、右側が熊本における日最高。

次に極端な気温と都市化との関連を調べた。図9は観測点から7km以内での人口被覆率（1987年現在）と各指数のトレンドとの相関である。過去の調査（気象庁、1999）において、気温のトレンドとの相関が最も大きいのは、この領域の人口被覆率であることが知られている。ここで注目されるのは、人口被覆率が高いほど「寒い夜」の減少トレンドが大きいことであり、「寒い夜」の出現日数の減少は都市化の影響が大きいといえる。一方、「寒い日」のトレンドとの相関は小さい。これは日中は海風の卓越で広域の地表面状態の影響を受けることを反映していると考えられる。

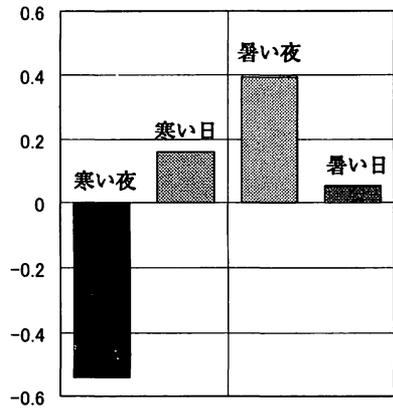


図9 観測点から半径7km以内での人口被覆率（1987年現在）と各指数のトレンド（1961～2003年）との相関。

さらに長期間の傾向を把握するため、過去100年間以上について品質管理された東北地方3地点（山形、石巻、福島）の日別データを用いて、長期間における「寒い夜」の変動を解析した。図10は東北地方3地点における「寒い夜」の出現日数、冬の日最低気温平年差およびその標準偏差の時系列である。これをみると平均気温は上昇し、「寒い夜」の出現日数は減少している。特に平均気温が急上昇した時期に対応して、「寒い夜」は1940年代と1980年代後半の減少が著しい。一方、標準偏差は緩やかな減少傾向がみられる。

このように、前段における 40 年間の解析でみられた特徴が 100 年単位のデータにも同様にみられる。

図 11 は山形における冬の日最低気温年差の階級別出現日数を 3 つの年代に区切って集計したものである。平均値の増加がみられることに加え、時間の経過とともに全体として平年値付近の頻度が増加し、標準偏差が小さくなっている。

ここで、「寒い夜」の出現日数の減少が単純に平均値の上昇によるものか、あるいは分布型の変動によるものかを統計的に見積もるため、Klein and Konnen (2003) の方法に準じて、東北地方 3 地点のデータを解析した。図 12 に示すように、1914 年および 2003 年の気温分布について、ともに正規分布が成り立ち、かつ両者で分布の形が変わらないと仮定した上で、90 年間での平均値の上昇（下降）による極端な高温（低温）の日数の増加を見積もる。この期待値を実際に観測された極端な高温（低温）の日数の増加と比較する。ここでは「寒い夜」に注目しているため、本来は低温側で評価すべきだが、期待値がほとんど 0 となり、評価が困難となることから高温側で評価した。

表 2 に東北地方 3 地点について、冬の日最低気温が極端に高かった日数の増加トレンドを示す。いずれの地点も観測値が期待値を下回っており、中でも山形では期待値が観測値の 95% 信頼区間を外れている。これ

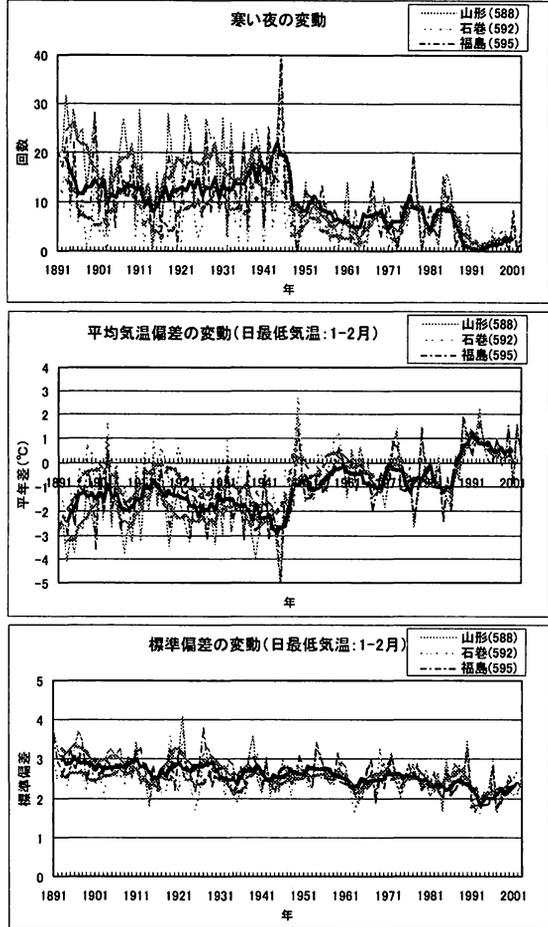


図 10 山形、石巻、福島における（上）「寒い夜」の出現日数の変動、（中）冬の日最低気温年差の変動、（下）冬の日最低気温年差の標準偏差の変動。細線は年々の値、太線は 5 年移動平均の値。

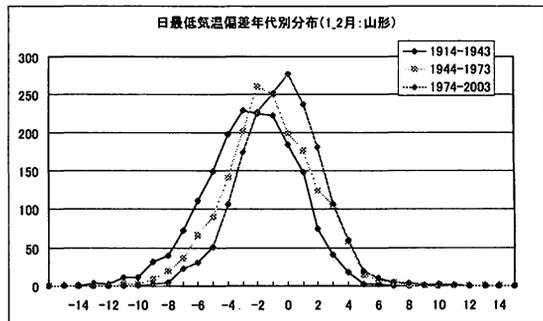


図 11 山形における冬の日最低気温年差の階級別出現日数。年代別（1914～1943 年、1944～1973 年、1974～2003 年）に集計。

は 90 年間にデータのばらつきが小さくなったことを示しており、図 10 で示した 3 地点における標準偏差の減少と対応する。このように、山形での極端な高温（低温）の日数の増加（減少）は平均気温の上昇だけでなく、標準偏差の減少も寄与していることが統計的に裏づけられる。

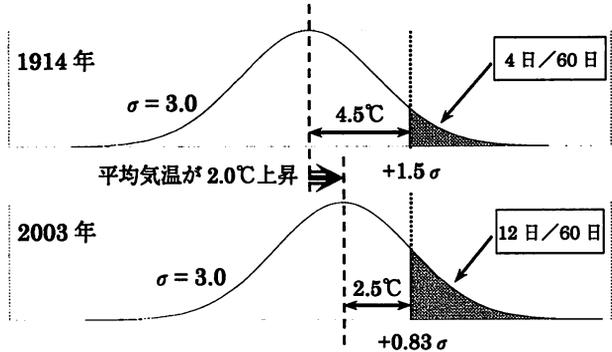


図 12 平均値のみの上昇を仮定した場合に、極端な高温の日数が増加することを示す模式図。

【期待値の算出例】

正規分布において極端な高温の日（60 日のうち上位 4 位以内の気温の日）の境界は規格化偏差 + 1.5σ に相当する。標準偏差が 3.0 の場合、平均値から 4.5℃ (1.5×3.0) だけ高い気温が極端な高温の日の境界値となる。

90 年間で平均値が 2.0℃ 上昇した場合、2003 年における分布では平均値から 2.5℃ (4.5℃ - 2.0℃) だけ高い気温が極端な高温の日の境界値となる。この 2.5℃ を標準偏差 (3.0) で除すと、規格化偏差 +0.83σ を得る。これは上側確率約 20% に相当し、極端な高温の日数は 60 日間のうち約 12 日となる。初期値の 4 日を割り引くと、90 年間での増加数の期待値は 8.0 日となる。

※1914 年当時の標準偏差は 1914～1918 年の平均値を使用。

【観測値の計算方法】

まず、1914 年～2003 年の各年上位 4 位の気温から 90 年間のトレンドを求め、1914 年にあたる上位 4 位の気温を推定する。その推定値を上回る日数を極端な高温の日数とみなし、1914 年～2003 年の年毎に極端な高温の日数をカウントする。こうして得られた毎年の値から 90 年間でのトレンドを求め、90 年間での極端な高温の日数の増加数を決定する。

次に「寒い夜」や「寒い日」の変動と循環場との関連を調べた。図 13 は網走における「寒い夜」・「寒い日」の出現日数と北半球冬平均 500hPa 高度の相関図である。両者ともに日本付近で負相関、極付近で正相関となっており、北半球冬平均 500hPa 高度の第 1 主成分の固有ベクトル分布図（図 14）と比較するとパターンがよく似ている。この第 1 主成分は AO（北極振動）（Thompson and Wallace, 1998）のパターンを示している。

さらに日本・韓国の各地点について「寒い夜」・「寒い日」の出現日数と北半球冬平均 500hPa 高度の第 1 主成分スコアとの相関を求めた（図 15）。「寒い夜」・「寒い日」ともに全国的に負相関がみられ、AO が負のフェイズのときに「寒い夜」・「寒い日」が出

表 2 山形、石巻、福島において冬の日最低気温が極端に高かった日数の増加トレンド（単位：日/90 年）。観測値の括弧内は 95% の信頼区間。

	山形	石巻	福島
期待値	20.6	6.2	13.2
観測値	12.0 (7.7-16.3)	4.9 (1.4-8.4)	11.3 (7.4-15.2)



図13 網走における「寒い夜」・「寒い日」の出現日数と北半球冬平均500hPa高度の相関(1979~2003年)。左側が「寒い夜」、右側が「寒い日」。実線は正相関、点線は負相関をあらわす。有意な領域には陰影が施してある。

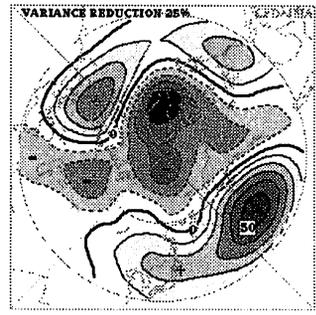


図14 北半球冬平均500hPa高度の第1主成分の固有ベクトル分布図(1971~2000年)。実線は正偏差、点線は負偏差をあらわす。

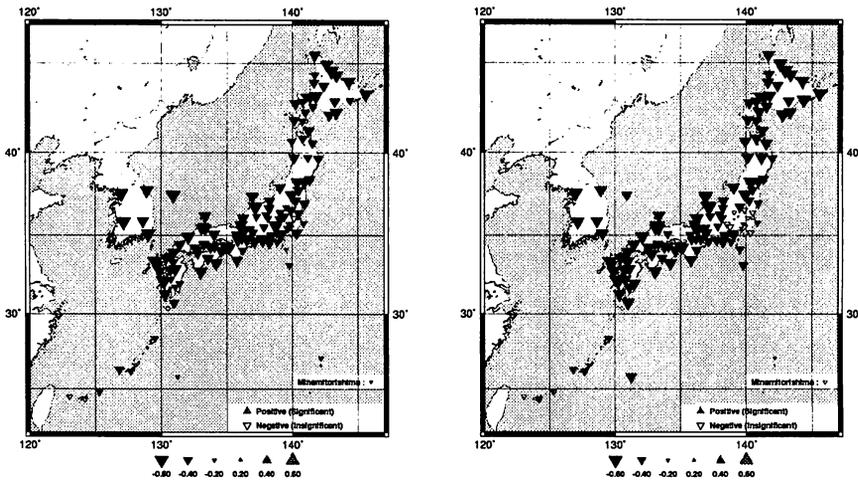


図15 「寒い夜」・「寒い日」の出現日数と北半球冬平均500hPa高度の第1主成分スコアとの地点別相関(1971~2003年)。左側が「寒い夜」、右側が「寒い日」。

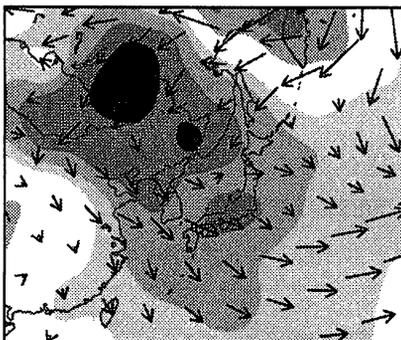


図16 北半球冬平均500hPa高度の第1主成分が正の年上位4例と負の年上位4例における日本付近の850hPa風速の差(負-正)。陰影は気温をあらわし、色が濃いほど負の偏差が大きい。

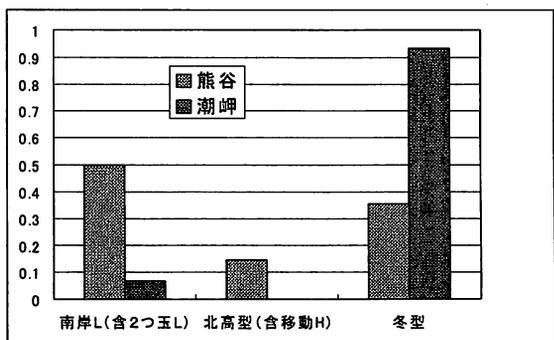


図17 熊谷と潮岬それぞれで「寒い日」が出現した日の気圧配置の割合(1961~2003年)。「寒い日」の出現日数が10日間以上となった年のみを集計。

現している。第1主成分スコアが正の年上位4例と負の年上位4例における日本付近の850hPa風速の差(負-正)(図16)をみるとわかるように、第1主成分スコアが負のときは下層で北からの寒気の吹き出しが強く、季節風が卓越するパターンとなっている。ところが、関東地方に限っては「寒い日」と第1主成分スコアの相関が小さく、有意でない。これは「寒い日」をもたらす要因は寒気の南下だけではないことを示唆している。

関東地方で「寒い日」が出現する要因を探るため、熊谷と潮岬それぞれで「寒い日」が出現した日の気圧配置を調べ、その割合を図17に示した。潮岬では冬型の占める割合が圧倒的に大きいのにに対し、熊谷では南岸低気圧の割合が大きい。このように、関東地方では南岸低気圧の通過時に「寒い日」が相対的に多く出現するという特徴がみられる。

3-2. 「暑い夜」・「暑い日」の変動

図18に「暑い夜」・「暑い日」の出現日数の地点別トレンドを示す。記号が大きいほどトレンドが大きく、トレンドが有意な地点は記号を塗りつぶしてある。「暑い夜」・「暑い日」ともに、上昇トレンドが大きくかつ有意な地点として熊谷を選定し、「暑い夜」・

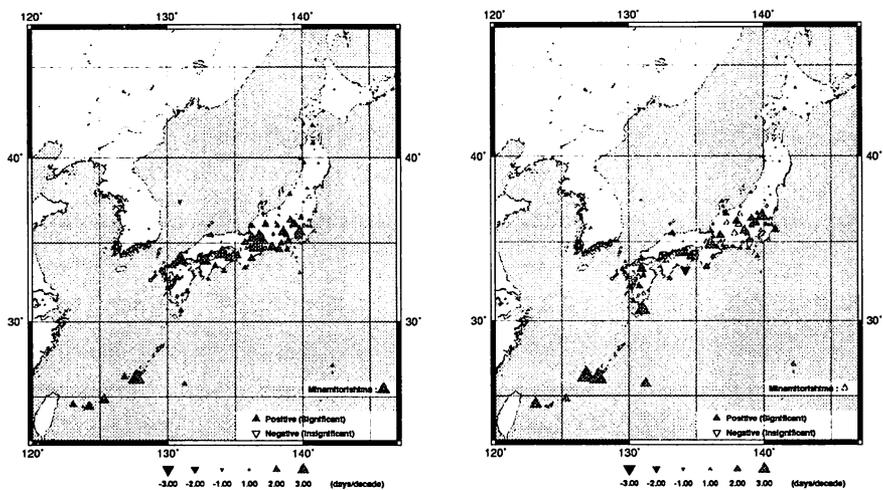


図18 「暑い夜」・「暑い日」の出現日数の地点別トレンド(1961~2003年)。左側が「暑い夜」、右側が「暑い日」。

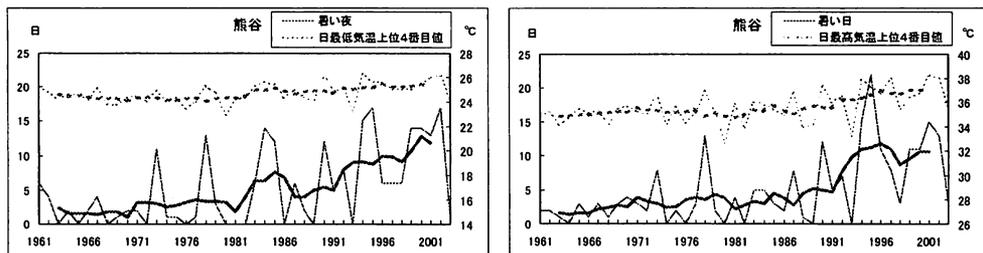


図19 (左)熊谷における「暑い夜」の出現日数および夏の日最低気温上位4番目の値の変動。(右)熊谷における「暑い日」の出現日数および夏の日最高気温上位4番目の値の変動。細線は年々の値、太線は5年移動平均の値。

「暑い日」の出現日数および夏の日最低（最高）気温上位4番目の値の経年変化を図19に示す。「暑い夜」・「暑い日」ともに韓国を除く東日本以西で有意な上昇トレンドがみられる。

次に、「暑い夜」・「暑い日」の変動と夏の日最低（最高）気温平年差およびその標準偏差の変動の関係を考察する。図20に夏の日最低（最高）気温平年差の地点別トレンド、図21に夏の日最低（最高）気温平年差の標準偏差の地点別トレンドを示す。日最低気温は全国的に上昇トレンドがみられ、西日本以西で有意な地点が多くみられる。その標準偏差は北海道の日本海側および南西諸島で有意な減少トレンドがみられ、関東地方で有意な上昇トレンドがみられる。日最高気温は東日本以西で上昇トレンドがみられ、有意な地点

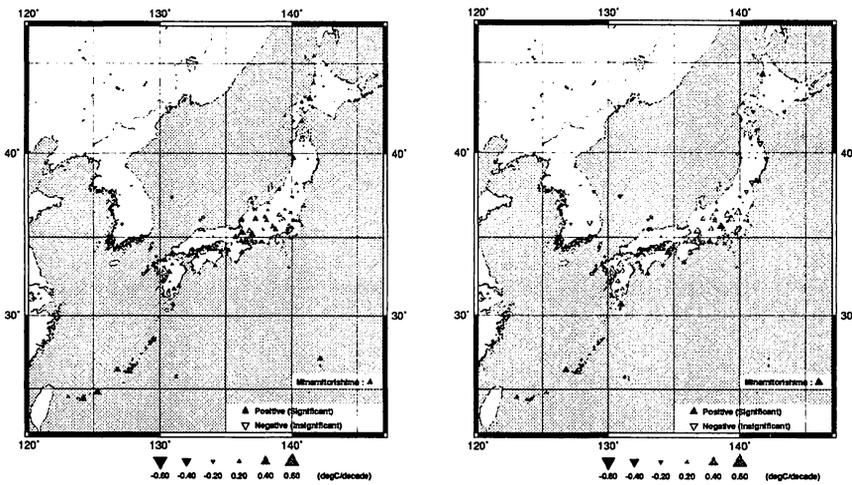


図20 夏の日最低（最高）気温平年差の地点別トレンド（1961～2003年）。左側が日最低、右側が日最高。

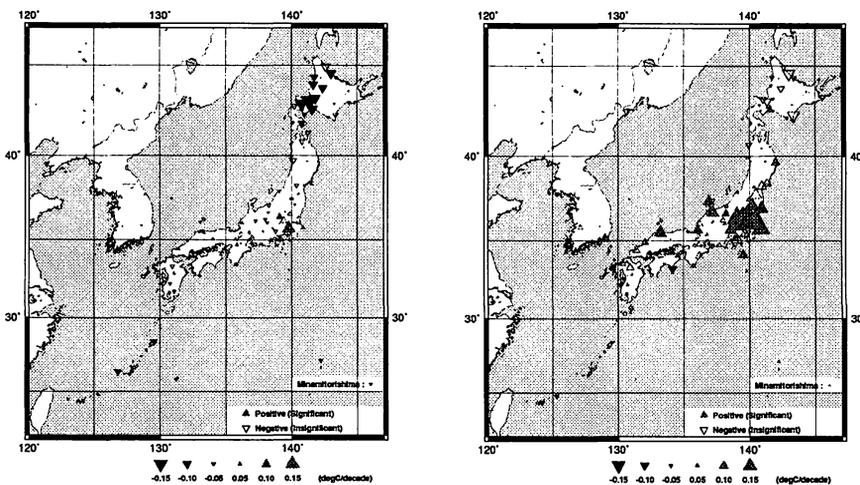


図21 夏の日最低（最高）気温平年差の標準偏差の地点別トレンド（1961～2003年）。左側が日最低、右側が日最高。

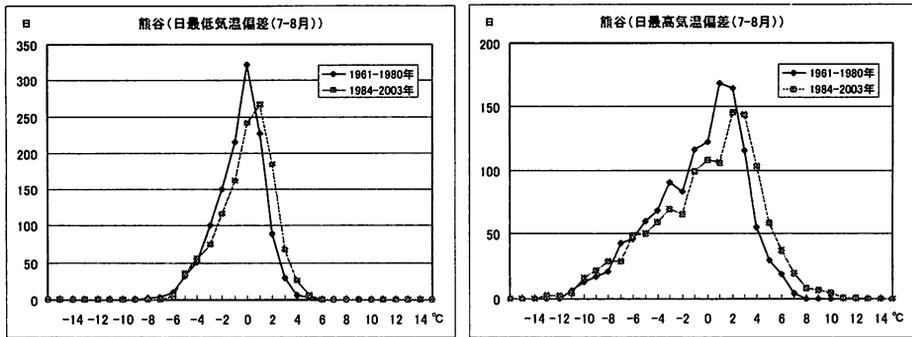


図 22 夏の日最低(最高)気温平年差の階級別出現日数。年代別(1961~1980年、1984~2003年)に集計。左側が熊谷における日最低、右側が熊谷における日最高。

も多い。一方、北日本の太平洋側では有意ではないが、下降トレンドがみられる。その標準偏差は東日本を中心に有意な増加トレンドがみられる。

図 22 は熊谷における夏の日最低(最高)気温平年差の階級別出現日数を2つの年代に区切って集計したものである。日最高気温平年差では、後半の年代は前半の年代に比べて大きな正偏差の値の頻度が増加しているのに対し、大きな負偏差の値の頻度の減少はほとんどみられず、全体として標準偏差が大きくなっていることがわかる。つまり、「暑い日」の増加は平均値の上昇と標準偏差の増加という分布型の変動によりもたらされているといえる。

都市化との関連(図9)では、人口被覆率が高いほど「暑い夜」の増加トレンドが大きい。一方、「暑い日」との相関は小さい。これは「寒い日」と都市化との相関が小さいことと同様の理由によると考えられる。

3-1項と同様に東北地方3地点

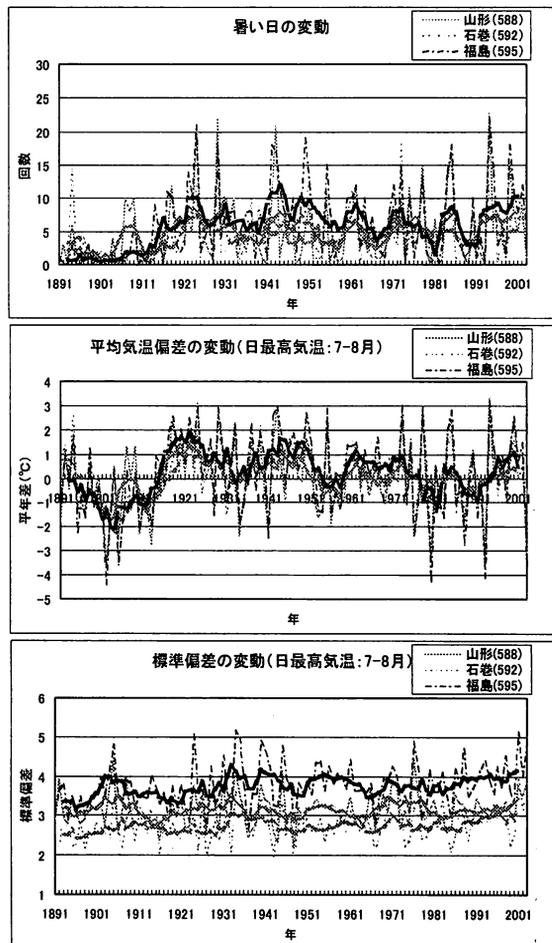


図 23 山形、石巻、福島における(上)「暑い日」の出現日数の変動、(中)夏の日最高気温平年差の変動、(下)夏の日最高気温平年差の標準偏差の変動。細線は年々の値、太線は5年移動平均の値。

(山形、石巻、福島)について、長期間における「暑い日」の変動を解析した。図 23 は東北地方3地点における「暑い日」の出現日数、夏の日最高気温平年差およびその標準偏差の時系列である。平均気温平年差については有意なトレンドはみられないが、1910年代に平均気温が急上昇し、それに対応して「暑い日」の出現日数が増加している。その後は目立った変化はみられない。また、標準偏差については有意ではないが、緩やかな増加傾向がみられる。

図 24 は山形における夏の日最高気温平年差の階級別出現日数を3つの年代に区切って集計したものである。「寒い夜」にみられるような分布型の変動はほとんどみられない。

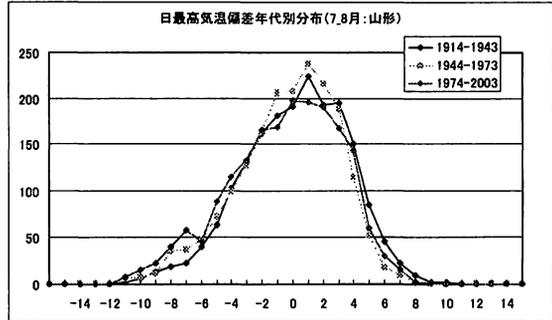


図 24 山形における夏の日最高気温平年差の階級別出現日数。年代別 (1914~1943年、1944~1973年、1974~2003年) に集計。

次に「暑い夜」や「暑い日」の変動と循環場との関連を調べた。図 25 は網走における「暑い夜」・「暑い日」の出現日数と北半球夏平均 500hPa 高度の相関図である。両者ともに日本付近で正相関、東シベリア付近で負相関となっており、北半球夏平均 500hPa 高度の第2主成分の固有ベクトル分布図 (図 26) と比較するとパターンがよく似ている。

さらに日本・韓国の各地点について「暑い夜」・「暑い日」の出現日数と第2主成分スコアとの相関を求めた (図 27)。「暑い夜」では東海地方以西、「暑い日」では西日本以西で有意な正相関がみられるが、ともに北日本ではほとんど相関がみられない。これは第2主成分が正のときにオホーツク海高気圧が現れることがあり、北日本ではこの影響を受けて気温の上昇が抑えられるためであると考えられる。

夏の第2主成分スコアの時系列と、東海・近畿・四国・九州で平均した暑い夜 (暑い日)

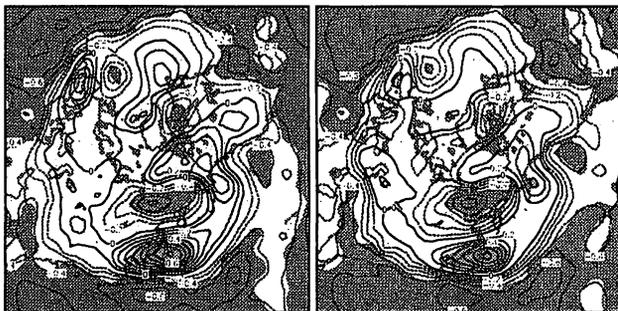


図 25 網走における「暑い夜」・「暑い日」の出現日数と北半球夏平均 500hPa 高度の相関 (1979~2003年)。左側が「暑い夜」、右側が「暑い日」。実線は正相関、点線は負相関をあらわす。有意な領域には陰影が施してある。

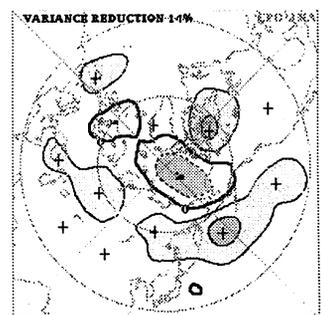


図 26 北半球夏平均 500hPa 高度の第2主成分の固有ベクトル分布図 (1971~2000年)。実線は正偏差、点線は負偏差をあらわす。

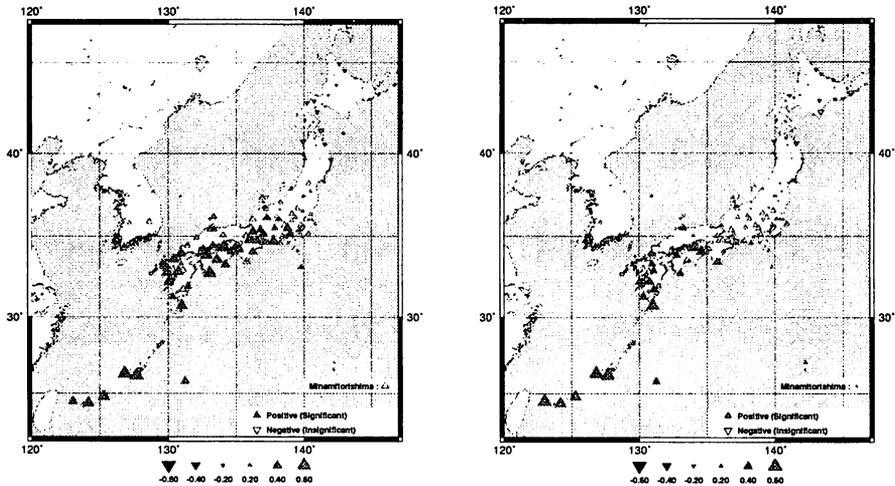


図 27 「暑い夜」・「暑い日」の出現日数と北半球夏平均 500hPa 高度の第 2 主成分スコアとの地点別相関 (1971～2003 年)。左側が「暑い夜」、右側が「暑い日」。

の出現日数を比較した (図は省略)。「暑い夜」と第 2 主成分スコアのトレンドがかなり類似しており、これが両者の相関が大きい要因であると考えられる。

4. まとめ

4-1. 「寒い夜」・「寒い日」の特徴

- ・「寒い夜」は全国的に減少。「寒い日」は西日本以西で減少。
- ・「寒い日」より「寒い夜」の減少が全国的に顕著。
- ・冬の日最低気温は全国的に上昇し、その変動性は北日本・東日本を中心に減少。これは大きな正偏差の値の頻度はほとんど増加せず、大きな負偏差の値の頻度が大きく減少していることを反映している。
- ・冬の日最高気温は西日本以西で上昇。
- ・「寒い夜」の減少は都市化が大きく影響しているが、「寒い日」と都市化との相関は小さい。
- ・山形・石巻・福島における長期間データにおいても「寒い夜」の減少、冬の日最低気温の上昇、その変動性の減少がみられる。
- ・「寒い夜」・「寒い日」の出現日数と北半球冬平均 500hPa 高度の第 1 主成分スコアとの相関が大きい。
- ・関東地方では「寒い日」の出現日数と第 1 主成分スコアとの相関は小さく、「寒い日」は第 1 主成分スコアとの関連が小さい南岸低気圧の通過時に現れやすい。

4-2. 「暑い夜」・「暑い日」の特徴

- ・「暑い夜」・「暑い日」とともに東日本以西で増加。
- ・「暑い日」より「暑い夜」の増加が顕著。

- ・夏の日最低気温は上昇し、その変動性は北海道で減少。
- ・夏の日最高気温は上昇し、その変動性は関東地方で増加。これは大きな負偏差の値の頻度はほとんど減少せず、大きな正偏差の値の頻度が増加していることを反映している。
- ・「暑い夜」の増加は都市化が大きく影響しているが、「暑い日」と都市化との相関は小さい。
- ・山形・石巻・福島における長期間データでは特に目立ったトレンドはみられない。
- ・「暑い夜」では東海地方以西、「暑い日」では西日本以西で北半球夏平均 500hPa 高度の第 2 主成分スコアとの相関が大きい。この要因として両者のトレンドの類似が考えられる。

参考文献

- 藤部文昭 2003 : 国内における近年の著しい高温と熱帯夜の発現状況、2003 年度日本気象学会春季大会予稿集、483.
- Groisman, P. Ya., Karl, T. R., Easterling, D. R., Knight, R. W., Jamason, P. B., Hennessy, K. J., Suppiah, R., Page, Ch. M., Wibig, J., Fortuniak, K., Razuvaev, V. N., Douglas, A., Førland, E., and Zhai, P.-M., 1999: Changes in the Probability of Heavy Precipitation: Important Indicators of Climatic Change. *Climatic Change*, 42, 243-283.
- IPCC 2001: Climate Change 2001, The Scientific Basis, 881pp.
- Isobe H., 2002: Trends in Precipitation over Japan. Proceedings of the 6th symposium on water resources, 585-590 (English Abstract).
- 梶原誠、沖大幹、松本淳 (2003) : 日本における 100 年間の豪雨頻度の経年変化、2003 年度日本気象学会春季大会予稿集、484.
- 気象庁, 1999: 近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し (VI) —, 341pp.
- 気象庁, 2002: 20 世紀の日本の気候, 116pp.
- Karl, T.R., R.W. Knight, and N. Plummer, 1995: Trends in High-Frequency Climate Variability in the Twentieth Century, *Nature*, 377, 217-220. 16.
- Manton MJ, Della-Marta PM, Haylock MR, Hennessy KJ, Nicholls N, Chambers LE, Collins DA, Daw G, Finet A, Gunawan D, Inape K, Isobe H, Kestin TS, Lefale P, Leyu CH, Lwin T, Mairetpierre L, Ouprasitwong 2001 : Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998, *Int. J. Climatol.* 21, 269-284
- Moberg, A., P.D. Jones, M. Barriendos, H. Bergström. D. Camuffo, C. Cocheo, T.D. Davies, G. Demaree, J.
- Martin-Vide, M. Maugeri, R. Rodriguez, and T. Verhoeve, 2000: Day-to-day temperature variability trends in 160-275-year long European instrumental records, *J. Geophys. Res.*, 105, D18, 22849-22868. 25.
- Thompson D.W.J., and J.M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation Signature in the Winter Time Geopotential Height and Temperature Fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Wettstein, J.J. Mearns, L.O. 2000: The Influence of the North Atlantic Arctic Oscillation on Mean, Variance, and Extremes of Temperature in the Northeastern United States and Canada, *J. Climate*, 15, 3586-3600.

両半球中緯度対流圏の高温現象について

気象庁 気候情報課

小林ちあき

1. はじめに

1998年のエルニーニョ現象終息以降、全球的に南北両半球の中緯度対流圏を中心に赤道軸対称をした帯状の高温現象が持続した。また、1998年以降アメリカやアフガニスタン、南米などで断続的な干ばつが報告されている。これに対応して亜熱帯から中緯度にかけて帯状に高圧帯が形成されている。これらの傾向は2002年のエルニーニョが発生するまで持続していた。

この特徴的な偏差パターンの持続がどのような要因によりもたらされ、またどの程度持続するのかは、近年の異常気象のメカニズム解明や季節予報にとって重要な課題である。

Hoerling ら(2001)は観測された海面水温を与えた大気大循環モデルを用い数値実験を行い、赤道軸対称をした帯状の高温偏差の持続が良く再現されることを示すとともに、それらが熱帯の海面水温、特に西太平洋の warm pool やインド洋の海面水温の上昇と関係していることを示唆した。一方、Shurbart ら(2002)は異なったモデルで同様の実験を行い、これらの現象が日付変更線付近の海面水温と関係しているという結果を示している。

そこで、気象研究所で行われた、海面水温を大気モデルに与えたシミュレーション実験の結果を用い、これらの現象が気象研究所のモデルでも再現されているか、を確認することにした。

2. 使用したデータと実験の概要

使用した観測データは以下の通りである。200hPa 高度場はNCEP再解析データ(CDAS1, Kalnay, et al. 1996)、海面水温データはHadSSTv1.1を使用した。OLR データはNOAA衛星データを用いた

モデルは気象研究所の大気気候モデル(MRI/JMA98; Shibata et al. 1999)を用いた。解像度はT42である。モデルに観測の海面水温(GISST4.0)を境界条件として与え、1949年から2001年までのシミュレーションを6メンバのアンサンブルランとして行なった。以下に示すモデル計算の結果はアンサンブル平均の結果である。

3. 結果

200hPaの高度場を対流圏の温度を代表していると考え、シミュレーション結果と実際の解析値とを比べた。図1は、月平均平年偏差の1999年1月から2000年12月までの平均である。南北両半球に広がる中緯度の帯状の正偏差域が観測値(解析値)でみられ、モデルでも再現されていることがわかる。図2は1990年から2000年までの帯状平均200hPa

高度場平年偏差の時間緯度断面図である。1997/98 エルニーニョ現象に伴い高偏差域が熱帯に生じ、それが南北両半球に広がった後、通常ならエルニーニョが終わった後次第に正偏差が弱まるのであるが、1997/98 エルニーニョ現象後は、そのまま中緯度で正偏差が持続している様子が観測でみられ、モデルでも良く再現されている。

図は省略するが、海面気圧に対する同様な結果においても、観測、シミュレーション共に 200hPa 高度場ほど帯状性は明瞭でないものの亜熱帯域に帯状に広がった高気圧偏差がみられ、モデルでも表現されている。

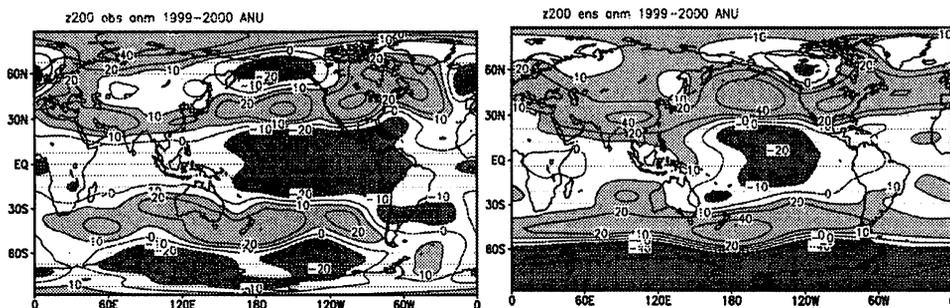


図1 1999～2000年の200hPa高度場の平年偏差(平年は1970-1999年の30年平均)

左：解析値(CDAS1)

右：海面水温を与えたシミュレーション(6メンバーのアンサンブル平均)

薄い影は10m以上の正偏差、濃い影は10m以上の負偏差

図2 帯状平均した200hPa高度場平年偏差の緯度-時間断面図(1990～2000)

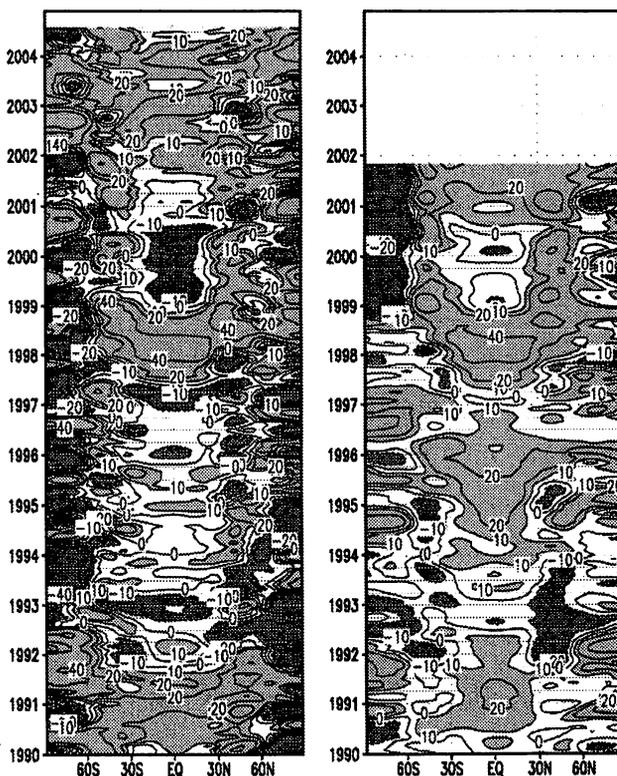
(平年は1970-1999年の30年平均)

左：解析値(CDAS1)

右：シミュレーション

薄い影は10m以上の正偏差、

濃い影は10m以上の負偏差



4. 考察

ここで示した中緯度対流圏を中心に赤道軸対称をした帯状の高温現象は、観測の海面水温を与えたシミュレーションで再現されることから、海面水温に対する応答であると考えられる。ところで、ゾーナル成分の振幅は非ゾーナル成分の非線形効果がなければ、強制力のみで決まる。そこで、今回は非ゾーナル成分の振幅が小さい北半球夏についてゾーナル成分の解析を行った。

まず、この現象の指数として、帯状平均 200hPa 高度場の 30N-60N 平均を用いる。この指数の 1970 年以降の時系列を図 3 に示した。観測、モデルとも正のトレンドが見られることがわかる。この指数に対する夏の海面水温と回帰分布を図 4 に示す。この指数と関連の高い海域は、主に西太平洋域にみられ（正相関）、インド洋域では関連の高いところはほとんどみられない。また、モデルでもほぼ同じパターンが見られた。このため、西部太平洋の海面水温が中緯度の帯状平均高度場と良く関係していることがわかる。

図 3 帯状平均 200hPa 高度場の
30N-60N 平均
太線：解析値(CDAS1)
細線：モデル(アンサンブル平均)

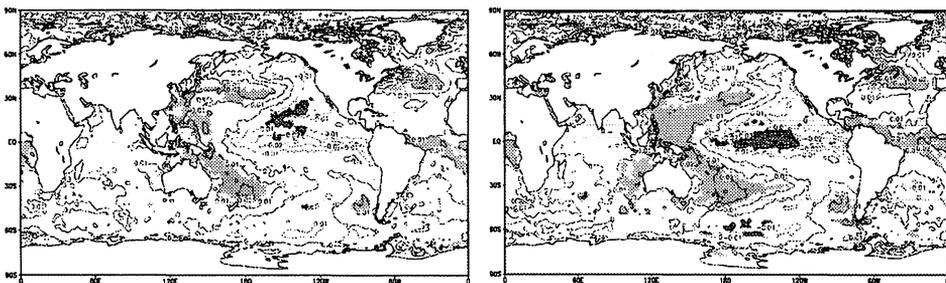
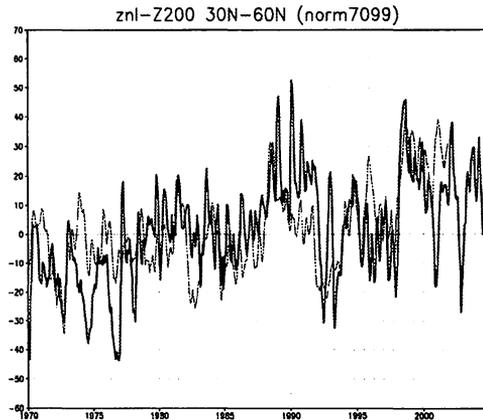


図 4 JJA における 30N-60N の帯状平均 200hPa 高度場に対する SST の回帰分布 (1979-2002) (相関係数 0.4 以上 (統計的に有意) のところに影をつけた。高度場の指標が高いときに海面水温が高いところは薄い影。低いところは濃い影)
左：観測 (CDAS1 の指数に対する SST)
右：シミュレーション (6 メンバーのアンサンブル平均の指数に対する SST)

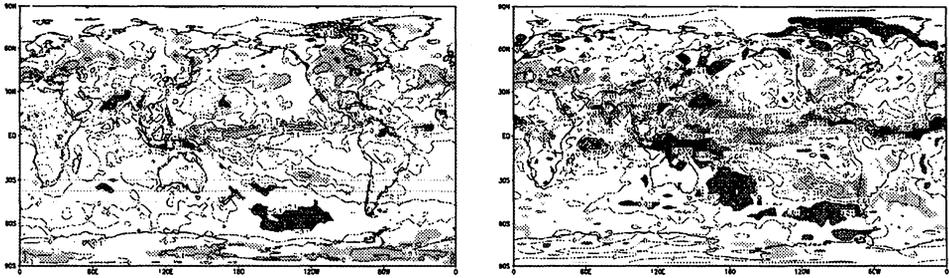


図5 JJAにおける30N-60Nの帯状平均200hPa高度場に対する対流活動の回帰分布(1979-2002)

(相関係数0.4以上(統計的に有意)のところに影をつけた。濃い影：高度場の指標が高いときに対流活動が活発。薄い陰：高度場の指標が高いときに対流活動が不活発)

左：観測(CDAS1の指数に対するOLR)

右：シミュレーション(6メンバーのアンサンブル平均の指数に対するアンサンブル平均降水量)

一方、海面水温偏差が対流圏の気温に影響を及ぼすためには、対流活動の役目が重要であると考えられる。そこで、図3に示した指数と対流活動との関係を図5に示す。対流活動として、観測ではOLRを、モデルではアンサンブル平均降水量を用いた。観測では、西太平洋の20N170E付近とインドからインドシナ半島付近に相関の高いところがあり、この領域で対流活動が活発な場合に、中緯度の帯状平均高度場が高くなる相関がある。また、中部熱帯太平洋には負の相関が高い領域があり、ここで、対流活動が不活発な場合に、中緯度の帯状平均高度場が高くなる相関があることがわかる。モデルでも、西太平洋の20N170E付近で正の相関が高く、中部熱帯太平洋では負の相関が高い領域がある。このため、これらの領域の対流活動が、中緯度の帯状平均高度場に影響を与えている可能性が強いと考えられる。

5. まとめと今後の課題

気象研究所の大気モデルでも1999年以降の赤道軸対称な中緯度の昇温現象及び亜熱帯域の地上気圧の高圧帯がよく再現されていることがわかった。この現象のメカニズム解明のための有効な道具としてモデルが利用可能なことがわかった。

今回は、この現象のメカニズム解明のための第一歩として熱帯のどの海域の海面水温と最も良く関係しているのか、について調査した。インド洋には相関の高いところはなく、Hoelingら(2001)の結論とは少し異なった結果が得られた。また、この現象がどの領域の対流活動と良く関係しているのかについても調査を行った。西太平洋から中部熱帯太平洋の

対流活動が重要な役割を果たしていると考えられる。

今回は北半球夏について調べたが、他の季節についても調査を行いたい。また、線形モデルを使用し、対流活動に対応する強制を与えた場合の応答についても調査したいと考えている。また、図3に示した様に、中緯度の昇温現象は、観測、モデルとも正のトレンドが見られ、最近の地球温暖化現象の一部としても考えられる。近年の日本の天候が、従来、示されている傾向から変わりつつあることも報告されており（高野、2003）、これらとの関係も調べていきたい。

参考文献

- Kalnay, E et al. (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Re-analysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.
- Hoerling, M. P., J. S. Whitaker, A. Kumar and W. Wang (2001): The midlatitude warming during 1998-2000. Geophys. Res. Lett, 28, 755-758.
- Schubert, S. D., M.J. Suarez, P. J. Pegion and M. A. Kistler (2002): Predictability of zonal means during boreal summer. J. Climate, 15, 420-434.
- Shibata et al. (1999): A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. Pap. Met. Geophys., 50, 15-53
- 高野清治 (2003): 東日本以西の夏の高温トレンドについて 平成 15 年度 京都防災研究所特定研究集会講演要旨

CCSR/NIES/FRCGC CGCM による 20 世紀気候再現実験

国立環境研究所 大気物理研究室

永島達也、野沢徹、小倉知夫、横島徳太、岡田直資、塩竈秀夫

1. はじめに

1988 年に設立された気候変動に関する政府間パネル(IPCC)は、気候の変化、特に地球温暖化問題に関する知見の収集と取りまとめをその設立の趣旨としており、1990 年にその時点での最新の知見を集積した第一次評価報告書(IPCC, 1990)を発行してから、1995 年に第二次、2001 年に第三次と、現在までに評価報告書のとりまとめを三回行なってきた(IPCC, 1995; 2001)。これらの評価報告書では、大気科学や海洋学をはじめとした自然科学や社会科学にまたがる広範な分野から得られた気候変化に関する研究成果が取りまとめられている。中でも世界中の研究機関によって行なわれる、大気海洋結合モデル(気候モデル)を用いた将来の気候見通し実験の結果は、地球温暖化問題に対する各種政策を立案する上において非常に重要な科学的基礎と考えられている。次期の評価報告書は 2007 年に発行の予定であるが、我々の研究室では、東京大学気候システム研究センター(CCSR)と地球環境フロンティア研究センター(FRCGC)との協力のもと、この次期報告書への貢献を念頭において、気候モデルを使った数値実験を行っている。IPCC が各研究機関に実施を要望している数値実験には、複数の将来シナリオに関する将来気候の見通し実験に加えて、20 世紀の気候再現実験や二酸化炭素1%漸増実験などが含まれており、総計算量は膨大なものになる。現在、そうした膨大な実験の実行自体は終了し、得られたデータの解析が鋭意進行中である。本稿ではそうした実験の中から、比較的解析の進んでいる20世紀の気候再現実験の結果に関して報告を行う。

2. モデル及びコントロール実験

使用したモデルは、国立環境研究所と CCSR、FRCGC が共同で開発した気候モデル“MIROC3.2”(K-1 model developers, 2004)である。モデルの解像度は大気側が水平約 300km(T42)鉛直 20 層、海洋側が水平約 100km 鉛直 44 層である。対流圏エアロゾルと気候との相互作用を陽に表現するため、大気モデルにはエアロゾル輸送モデル(Takemura et al., 2000)が簡略化して組み込まれており、計算されたエアロゾル量を用いて放射計算が行われる。計算されるエアロゾルの種類は、土壌性ダスト、海塩粒子、硫酸粒子、炭素性粒子(黒色炭素及び有機炭素粒子)の 4 種である。エアロゾルによる放射効果としては、エアロゾルが日射を散乱・吸収する効果(直接効果)だけでなく、親水性エアロゾルが雲凝結核となって雲粒の散乱効率や雲粒から雨粒への変換効率など雲の微物理学的特性を変化させる効果(第 1 種および第 2 種間接効果)も考慮している。更に、安定した気候状態を得るために、以前は多くの気候モデルで採用されていた大気海洋間のフラックス調節が、今回使用した気候モデルでは用いられていない。このため、気候モ

デルが一定の(変動しない)外部条件の下で、安定な気候状態を計算することが出来るのかどうか、換言すれば、意図しない気候ドリフトが発生しない事の確認が必要となる。この確認のために、各種外部条件を 1850 年代のレベルに設定した実験(コントロール実験)を行なった。コントロール実験は、なるべく長期間の積分を行なうことが重要であるが、現状では約 900 年の積分が終了している。図 1a は、全球年平均した地上気温(地上 2m における気温)のコントロール実験全期間の時系列である。積分初期の約 200 年の間に約 0.4K の気温上昇が見られるが、それ以降はほぼ安定した地上気温が計算されていることが分かる。また、地上気温に比べて慣性の大きな物理量である、地下最下層における土壤温度と土壤水分量に関して、初期の 200 年を除けばほぼ安定した値を示していることがわかる(図 1b, c)。更に熱慣性の大きな海洋に関する物理量のうちで、北大西洋深層水の最大流量に関して示したのが図 1d である。初期の変化及び積分期間が比較的周期の長い(100 年程度)変動の途中で途切れているため、やや正のトレンドが強調されているが、おおよそ積分開始 300 年以降は定常な状態にあるとみなせる。なお、計算された最大流量の平均的な値(約 19 Sv)は、観測結果から推定される量と同程度とすることができる。

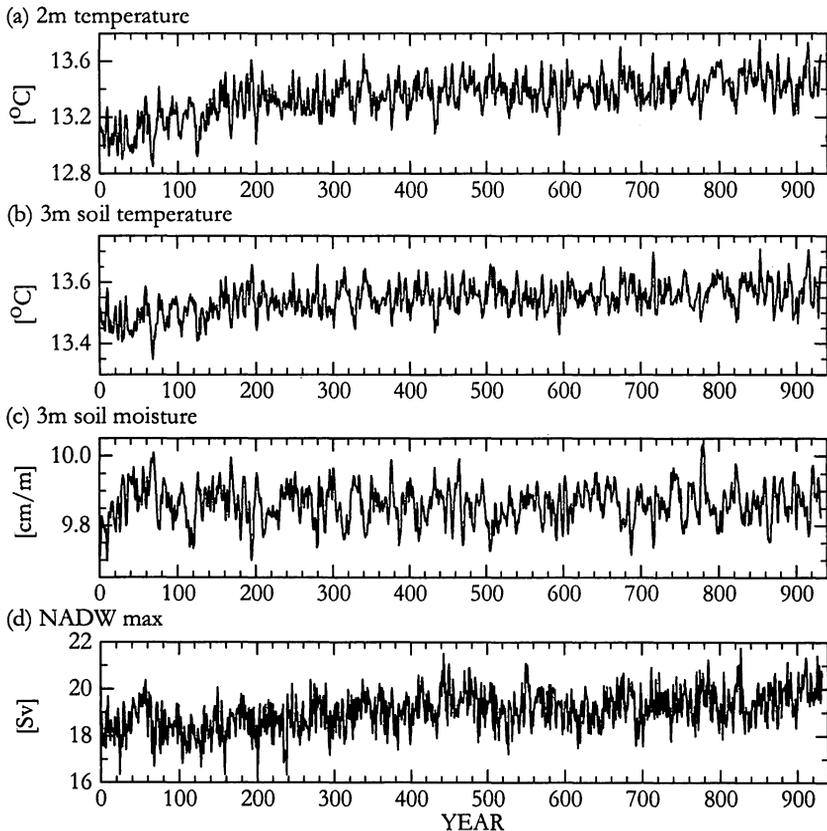


図1 コントロール実験で計算された、各種物理量の全球年平均値の時系列。(a)地上2m気温[°C]、(b)地下3mにおける土壤温度[°C]、(c)同土壤水分量[cm/m]、(d)北大西洋深層水の最大流量[Sv]

3. 20世紀の気候再現実験

実際に観測された過去の気候変化を気候モデルによって再現し、再現性を観測データと照らし合わせて評価しておくことは、そのモデルを用いた将来気候の見通し結果を正しく解釈し活用する上で非常に重要である。もし過去の気候が再現出来ないようなモデルであれば、それを用いた将来見通しを信頼することは難しいだろうし、逆に尤もらしく再現できた場合でも、物理量毎、季節毎、地域毎に観測データからの乖離の程度や特徴を把握しておけば、将来見通し結果の適切な解釈に有効である。このような観点から、最近では、気候モデルを用いた20世紀の気候再現実験が行われてきている(Stott et al., 2000; Meehl et al., 2004 など)。

過去の気候再現実験では、温室効果気体の増加などの観測された様々な気候変動要因を、モデルの外部から境界条件として与えている。しかし、従来の研究では、気候変動要因に関する情報が不足していたため、重要と考えられる一部の気候変動要因しか考慮されてこなかった。このようなことから、我々のグループでは、先行研究では考慮されていなかった気候変動要因の情報を収集・整備し、人間活動に伴って排出される煤などの炭素性エアロゾルの増加や、土地利用変化など、現状で考えられるほぼすべての気候変動要因を考慮して20世紀の気候再現実験を行った。実験期間は20世紀を含む過去150年間(1850～2000年)とした。外部境界条件として考慮した気候変動要因を表1にまとめた。このうち、①～②は自然起源の気候変動要因、③～⑧は人為起源の気候変動要因である。なお、⑦及び⑧は我々のグループ及び関連する研究者が独自に収集・整備したデータであり、20世紀の気候再現実験には本研究で初めて導入された。観測された平均地上気温の変動要因を推定するために、人為起源のみ、自然起源のみなど、気候変動要因を切り分けた場合の計算も行った。また、統計的に有意なシグナルを検出可能にするため、すべての実験について、初期値の異なる4メンバーのアンサンブル実験を行った。これらの初期値は、コントロール実験の300年目から100年毎に4つを選んで使用している。

表1 20世紀気候再現実験に用いた気候変動要因の種類と、使用したデータの出展

気候変動要因	データ出展
① 太陽活動に伴う日射量の変化	Lean et al. (1995)
② 大規模火山噴火に伴う成層圏エアロゾルの変化	Sato et al. (1993)
③ 温室効果気体(CO ₂ 、CH ₄ 、N ₂ O、ハロカーボン)濃度の増加	Johns et al. (2003)
④ 人間活動に伴う成層圏オゾン濃度の減少	Randel and Wu (1999)
⑤ 人間活動に伴う対流圏オゾン濃度の増加	独自に作成(須藤による) ¹⁾
⑥ 工業活動に伴うSO ₂ (硫酸エアロゾル前駆物質)排出量の増加	Lefohn et al. (1999)
⑦ 人間活動に伴う煤などの炭素性エアロゾル排出量の増加	独自に作成(野沢らによる) ²⁾
⑧ 土地利用変化	平林ら(2005)

1) オゾン前駆物質の20世紀中の放出量変化を化学輸送モデル(Sudo et al., 2002)に与えて別途計算した。

2) 化石燃料、農業、生活燃料、森林火災起源の黒色炭素粒子放出量を、各種統計データを収集・整備して作成。

図2は、全球年平均した地上気温の経年変化を示す。シミュレーション結果と観測とでデータの質を統一するため、モデルの出力データはすべて観測データと同じ解像度に変換し、観測値が欠損である期間・格子では、モデル出力でも欠損として処理を行っている。すべての気候変動要因を考慮した場合(図2a)では、モデルにより再現された平均地上気温の変動は、観測と非常に一致を示していた。すなわち、モデルは20世紀前半(1910~1945年ころ)や近年(20世紀最後の30年程度)の昇温傾向を非常によく再現していた。これに対して、一切の気候変動要因を考慮しなかった場合(図2d)には、観測されたような数十年規模の気温変動は全く再現されなかった。このことから、20世紀に観測された数十年規模の平均地上気温変動は、何らかの外的な気候変動要因によりもたらされたものであることが示唆される。人為起源の気候変動要因のみ考慮した場合(図2b)では平均地上気温は1970年ころまではほぼ一定の気温を保っており、観測データに見られるような20世紀前半の昇温傾向は再現されていないが、1970年以降の著しい昇温傾向については非常によく再現されている(ここでは、モデルと観測で気温が一致する必要はなく、その傾きのみが意味を持つ)。一方、自然起源の気候変動要因のみ考慮した場合(図2c)では、

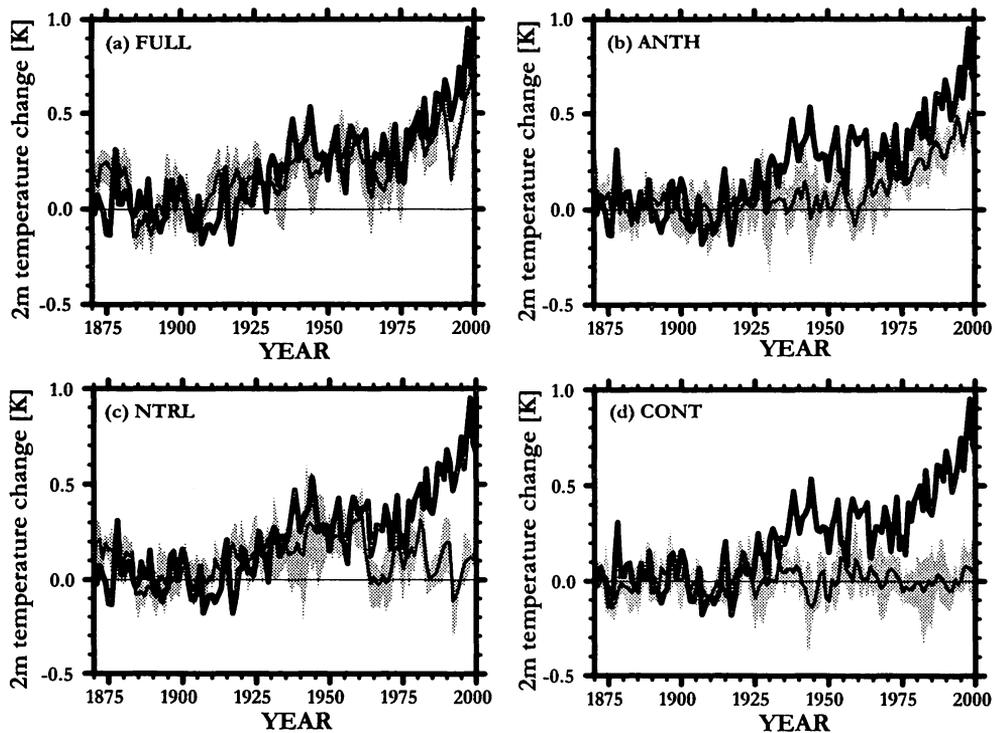


図2 全球年平均地上気温の時間変化。黒太線は観測値を、黒細線は計算結果(初期値の異なる4メンバーのアンサンブル実験の平均)を示す。観測、モデル結果とも、1881~1910年の平均気温からの偏差を示す。灰色の部分は4メンバーのアンサンブル実験結果のばらつき範囲を示す。(a)すべて(自然+人為)の気候変動要因を考慮した場合、(b)人為起源の気候変動要因のみを考慮した場合、(c)自然起源の気候変動要因のみを考慮した場合、(d)一切の気候変動要因を考慮しない場合。

20 世紀前半の昇温傾向については非常によく再現されているが、観測に見られるような 20 世紀最後の著しい昇温傾向は一切再現されていない。以上のことから、20 世紀最後の 30 年程度の昇温傾向は人為起源の気候変動要因を考慮しなければ再現できないこと、20 世紀前半(1910～1945 年頃)の昇温傾向は、自然起源の気候変動要因を考慮しなければ再現されないことが示唆された。

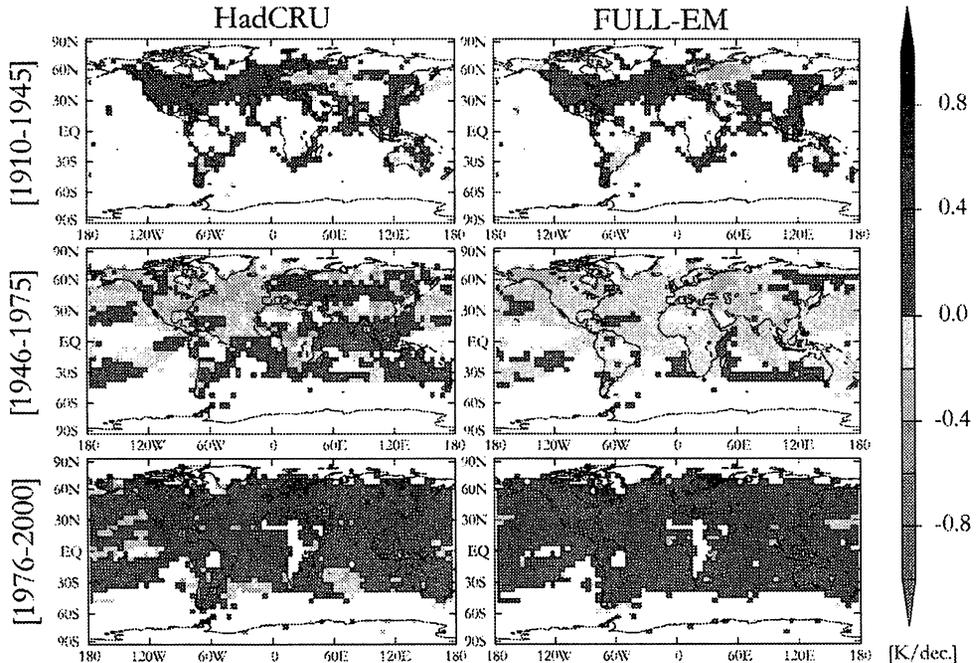


図 3 特徴的な期間における地上気温の線形トレンドの地理的分布。単位は 10 年当たりの気温上昇率($^{\circ}\text{C}/10$ 年)。上段から 1910～1945 年、1946～1975 年、1976～2000 年における地上気温の線形トレンドを示す。左側が観測、右側がモデルによる 20 世紀気候再現実験結果。モデルはすべての気候変動要因を考慮した実験の 4 メンバーのアンサンブル平均から求めている。観測、モデルとも、当該期間の 3 分の 2 以上のデータが存在する地点についてのみ示している。

全ての気候変動要因を考慮した場合におけるモデルの再現性について詳しく見るために、モデルにより再現された地上気温の線形トレンドを観測と比較した。図 3 は 20 世紀の特徴的な期間(1910～1945 年、1946～1975 年、1976～2000 年)における地上気温の線形トレンドの地理的分布を示す。モデルによる再現実験結果は 4 メンバーのアンサンブル平均から計算している。また、モデルによる再現実験結果のデータには図 2 と同様の処理を施しており、データの質を観測と統一している。なお、トレンドを計算する際には、データの存在する期間が当該期間の 3 分の 2 に満たない格子点については欠損として扱っている。この図より、いずれの期間においても、モデルによる再現実験結果は観測された地上気温の長期トレンドを良く再現していることが分かる。特

に、20世紀前半の1910～1945年におけるトレンド分布は非常に良い一致を示している。また、ここでは示さないが、従来の研究では考慮されてこなかった炭素性エアロゾル排出量の変化を考慮することで、特に20世紀中盤において、観測とシミュレーション結果との間で地上気温のトレンド分布のパターン相関が高くなることが明らかになっており、地域的な温暖化影響を考える上では、このような気候変動要因についてもきちんと考慮する必要があることを示唆している。

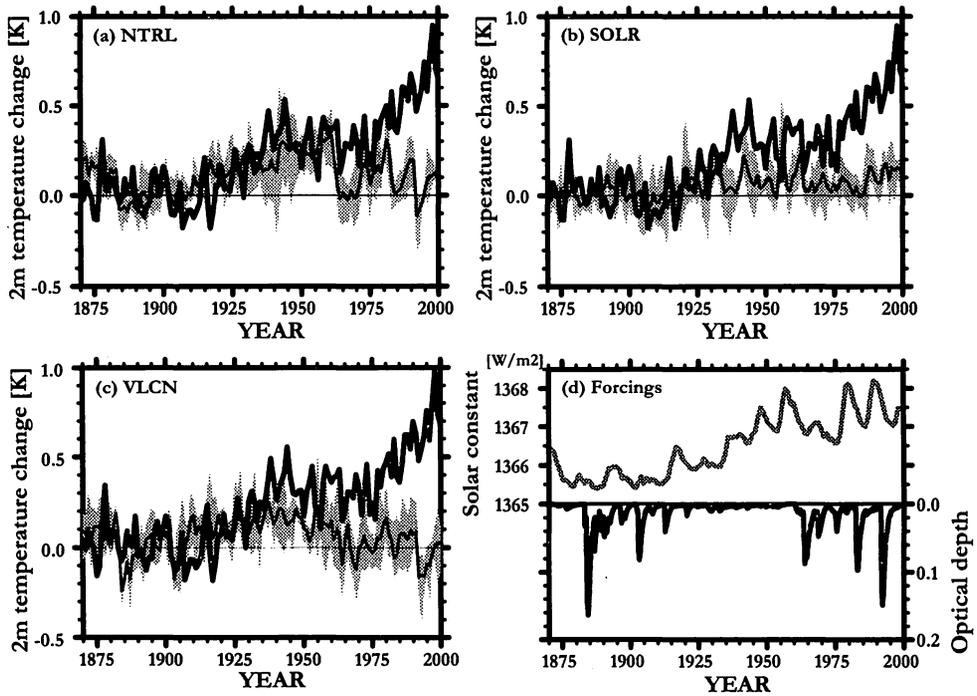


図4 図2に同じ。ただし、(a)自然起源の気候変動要因のみを考慮した場合(図2cを再掲)、(b)太陽活動に伴う日射量変化のみを考慮した場合、(c)大規模火山噴火に伴う成層圏エアロゾルの変化のみを考慮した場合を示す。(d)はモデルに与えた自然起源の気候変動要因の時間変化を示し、灰色線は太陽活動に伴う日射量の変化を、黒線は大規模火山噴火に伴う成層圏エアロゾルの変化を表す。両者は違う物理量を示しているため、その大きさを直接比較できないことに注意が必要。

今回の計算によれば、20世紀前半の1910～1945年ころにおける昇温については、自然起源の気候変動要因に起因することが示唆された。自然起源の気候変動要因は太陽活動に伴う日射量の変化と大規模火山噴火に伴う成層圏エアロゾルの変化のみであり、両者の相対的な寄与率を調べるため、太陽活動のみ、火山噴火のみを考慮した実験も行った。図4はこれらの実験結果を示す。これら2つの気候変動要因の経年変化(図4d)からは、20世紀前半の気温上昇には太陽活動に伴う日射量の増加が大きく寄与しているであろうと想像される。しかし、太陽活動のみ考慮した場合(図4b)では、20世紀の初頭と後半で0.1℃程度の昇温が見られるものの、観測

に見られるほどの昇温は再現されなかった。一方で、大規模火山噴火のみ考慮した場合(図 4c)には、19 世紀末から 20 世紀初頭にかけての活発な火山活動(図 4d の 1885~1915 年付近)により低温傾向であった気温が回復するのに伴い、20 世紀初頭(1910 年ころ)に 0.2℃程度の昇温が確認されるものの、1910~1945 年頃における昇温は再現されなかった。以上のことから、20 世紀前半では、複数の火山噴火に伴う低温傾向からの回復に引き続き、太陽活動に伴い日射量が増加したため、両者の重ね合わせで観測に見られるような昇温が得られたと考えられる。

4. まとめと考察

数値気候モデルによる温暖化見直し実験の信頼性向上に資するために、現時点で考え得るすべての気候変動要因を考慮した 20 世紀の気候再現実験を行い、得られた結果を観測事実と比較した。また、観測された平均地上気温の長期変動要因を推定するために、様々な気候変動要因を切り分けた実験も行った。

すべての気候変動要因を考慮した場合には、モデルによりシミュレートされた平均地上気温は観測された数十年規模の気温変動を非常によく再現していた。特徴的な期間における気温トレンドの地理的分布も、モデルの結果は観測事実を非常に良く再現しており、モデルの信頼性を確認することができた。

観測に見られる 1970 年以降の著しい昇温傾向については、人為起源の気候変動要因のみ考慮した場合にはよく再現されるが、自然起源の気候変動要因のみ考慮した場合には全く再現されておらず、近年の温暖化傾向は人間活動に伴う気候変動に起因することが強く示唆された。人為起源の気候変動要因は、温室効果気体の増加に伴う温暖化と、対流圏エアロゾルの増加に伴う寒冷化とに大別されるが、前者が後者を大きく上回るために、昇温傾向が顕在化していると考えられる。

観測では 20 世紀前半の 1910~1945 年ころにも昇温傾向が見られるが、今回の計算によれば、20 世紀前半の昇温傾向は自然起源の気候変動に起因することが示唆された。自然起源の気候変動要因は太陽活動と大規模火山噴火のみであるが、これら気候変動要因をそれぞれ個別に考慮した実験では、いずれも観測に見られるほどの昇温は再現されなかった。19 世紀終盤から 20 世紀初頭にかけては火山活動が活発な時期であったため、地球の平均地上気温もやや低温傾向であったが、それが回復しはじめた頃とほぼ同時期に太陽活動が活発化して日射量が増加し始めたため、両者の重ね合わせにより、観測に見られるような昇温が得られたと考えられる。

参考文献

IPCC, (1990): Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, J.T. Houghton, G. J. Jenkins, and J. J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 365 pp.

IPCC, (1996): Climate Change 1995: The Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J.T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge,

572 pp.

- IPCC, (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J.v.d. Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 881 pp.
- 平林 由希子, 鼎 信次郎, 沖 大幹 (2005): 20世紀の世界陸域水文学の長期変動, 水工学論文集, **49**, 409-414
- Johns, T. C., J. M. Gregory, W. J. Ingram, C. E. Johnson, A. Jones, J. A. Lowe, J. F. B. Mitchell, D. L. Roberts, D. M. H. Sexton, D. S. Stevenson, S. F. B. Tett and M. J. Woodage (2003): Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HadCM3 model under updated emissions scenarios, *Climate Dynamics*, **20**, 583-612.
- K-1 model developers (2004): K-1 coupled model (MIROC) description, K-1 technical report, 1, H. Hasumi and S. Emori (eds.), Center for Climate System Research, University of Tokyo, 34 pp.
- Lean, J., J. Beer, and R. Bradley (1995): Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3195-3198
- Lefohn, A. S., J. D. Husar, and R. B. Husar (1999): Estimating historical anthropogenic global sulfur emission patterns for the period 1850-1990, *Atmos. Environ.*, **33**, 3435-3444.
- Meehl, G.A., W.M. Washington, C.M. Ammann, J.M. Arblaster, T.M.L. Wigley, and C. Tebaldi, (2004): Combinations of natural and anthropogenic forcings in 20th century climate, *J. Climate*, **17**, 3721-3727.
- Randel, W. J., and F. Wu (1999): A stratospheric ozone trends data set for global modeling studies, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3089-3092.
- Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick, and J. B. Pollack (1993): Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *J. Geophys. Res.*, **98**, 22,987-22,994.
- Stott, P. A., S.F.B. Tett, G.S. Jones, M.R. Allen, J.F.B. Mitchell, and G.J. Jenkins, (2001): External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings, *Science*, **290**, 2133-2137.
- Sudo, K., M. Takahashi, J. Kurokawa, and H. Akimoto (2002): CHASER: A global chemical model of the troposphere I. Model description, *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JD001113
- Takemura, T., H. Okamoto, Y. Maruyama, A. Numaguti, A. Higurashi and T. Nakajima, (2000): Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins, *J. Geophys. Res.*, **105**, 17,853-17,873.

MRI-CGCM2による20世紀の気候再現実験における 数十年スケールの北極振動的変動

行本誠史
気象研究所

要旨

気象研究所の気候モデルMRI-CGCM2によるアンサンブル気候再現実験を行い、北半球中高緯度の数十年スケール変動を内部変動と外部強制応答に分けて調べた。内部変動と外部強制応答はともに北極振動（AO）に似た海面気圧パターンの数十年スケール変動を示す。AO的な外部強制応答は20世紀末に有意な増加トレンドを示し、最近の観測されたAOのトレンドのかなりの部分が人為強制によることを示唆する。内部変動はAOとよく似た3次元構造をしており、波と平均流の相互作用による力学的な効果により説明される。外部強制応答の温度構造は温室効果気体による非断熱加熱強制に伴って生じる中緯度の成層圏の西風偏差に伴い、内部変動におけるものと似た力学的な過程が働くことによりAOに似た地上のパターンが作られると考えられる。

1. はじめに

二酸化炭素（CO₂）の増加など人為起源の強制による気候変化に伴い、中高緯度の気候が将来どのように変化するかが注目されている。一方、半球規模の中高緯度大気的主要な変動として、北極振動（Arctic Oscillation: AOと略す。環状構造を持つことから、Northern Hemisphere Annular Mode: NAMともよばれる）が、20世紀後半において顕著なトレンドを示すことが報告され（Thompson and Wallace, 1998, 2000; Feldstein, 2002; Ostermeier and Wallace, 2003）、その気候変化との関連が議論されてきている。

図1は北半球（北緯20度以北）の冬平均（11月～3月）海面気圧のEOF第1モードを示している。Thompson and Wallace (1998) によるAOの定義では冬平均でなくすべての月を使用するが、冬期に最も顕著な変動を持つため、これとほぼ同様の変化傾向を示す。主要な大気変動として古くから知られている北大西洋振動（North Atlantic Oscillation; NAO）は大西洋セクターに現れるAOの一部とも考えられ、これも同様の時間変化傾向を示す。指摘されているように1970年代以降に顕著な上昇トレンドが見られるが、1990年代は逆に下降トレンドとなっており、大きな振幅の十年規模の変動が含まれているように見える。

通常のAOは1週間から1ヶ月程度の短い時間スケール（通常の大気変動としては長周期ではあるが、年々変動より長い時間スケールとの対比として、以後「短い時間スケール」とよぶことにする）で卓越している。このような時間スケールのAOあるいはNAOは、主に力学的な過程による大気の内変動と考えられているが、年々～数十年規模の長い時間スケールにおける変動は、海面水温（例えば、Rodwell et al., 1999）、陸面（例えば、Watanabe and Nitta, 1999）、あるいは人為起源および自然起源の外部強制に対する応答（例えば、Shindell et al., 1999）などが寄与していることが示唆されている。しかしそれら寄与の定量的評価や詳しいメカニズムの解明は十分なされていない。また、図1に現れているような時間変化のうち、内変動と外部強制に対する応答がそれぞれどの程度の割合を占めるのかについて、観測結果からはそれらを分離することが難しいためよくわかっていない。

本報告では気象研究所の気候モデル（MRI-CGCM2.3）を用いた20世紀の気候を再現す

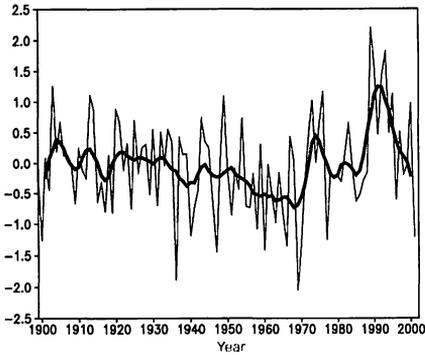


図1 北半球（北緯20度以北）の冬（11月～3月）平均した海面気圧（HadSLP）年々変動のEOF第1モードの時系列（細実線）およびその5年移動平均

る実験において、AO的な数十年規模変動がどのように振る舞うかを調べる。内部変動と外部強制に対する応答のそれぞれについて変動の時間変化および空間構造を比較することにより、それぞれの振幅の大きさの評価、およびメカニズムについて推論を行う。

2. モデルと実験

2.1 モデルの概要

用いたモデルは気象研究所の大気海洋結合気候モデル（MRI-CGCM2.3）である。このモデルの大気部分は、水平解像度がT42（約280km格子）、鉛直層数が30層で大気上端は0.4hPaである。Shindell et al. (1999)は、CO₂倍増に対するAOの応答を調べたモデル実験において、モデルが成層圏を十分な高さまで表現することが重要であることを示唆している。このモデルは温暖化実験などに使用される一般的な気候モデルのなかでは、比較的高くまで成層圏を表現するため、AOの変動を調べることににおいてより高い信頼性が期待できる。モデルの海洋部分は、全球海洋大循環モデルで、水平解像度は東西2.5度、南北2.0度（赤道付近は0.5度）、鉛直23層で現実的な海底地形を持つ。また、大気海洋と相互作用する海水モデルを持ち、熱力学過程による凍結・融解と海洋表層の流速による移流が表現されている。その他、基本的な構成はYukimoto et al. (2001)によるものと同一であるが、雲スキームの変更などにより放射分布が観測により近い分布を示す（Yukimoto and Noda, 2002）。CO₂を倍増させ平衡に達する時の全球平均地上気温の変化量で測られる気候感度は約2.5度である。

2.2 実験

実験はモデルに過去の既知の外部強制力を与えることにより20世紀の気候変化を再現する実験であり、IPCC第4次報告書に寄与することを目的として実施された。IPCCでの呼び方にならって、以降20C3M実験とよぶ。与える既知の外部強制力として人為起源と自然起源がある。人為起源の強制力として温室効果気体（二酸化炭素、メタン、亜酸化窒素およびハロカーボン類）および対流圏硫酸エアロゾル、自然起源の強制力として太陽活動、および火山活動による成層圏エアロゾルによる強制を与える。対流圏硫酸エアロゾルは直接効果（エアロゾル粒子による日射散乱の効果）のみを与え、現時点で不確定性の大きい間接効果（雲を変化させる効果）は考慮しない。太陽活動の効果はLean et al. (1995)に基づく太陽定数の変化として与える。火山活動による成層圏エアロゾルの効果はSato et al. (1993)により見積もられた放射強制力を太陽定数を変化させることで取り入れた。火山活動による成層圏エアロゾルの短期的な「直接的効果」は下部成層圏を加熱し、対流圏及び

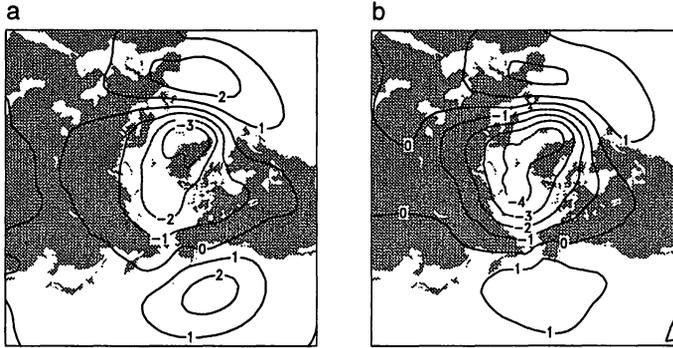


図2 北半球（北緯20度以北）海面気圧月々変動のEOF第1モードに対する空間分布。(a) モデルによる20C3M実験（1979-1998年）、(b) 観測（HadSLP, 1979-1998年）。

海洋に対する等価の太陽強制とは異なる。しかし、この「直接的効果」が持続する期間は高々1～2年であり、ここでは数十年規模の長期変動を対象とするので、このような太陽定数を変化させることで代用しても結果にあまり影響しないと考える。以上に述べた以外の量、例えばオゾン濃度などは変化させない（気候値として与える）。成層圏オゾンの変化がAOの最近のトレンドに影響していることが示唆されている（例えば、Shindell et al., 2001）が、ここでの実験はそれらと対比して見ることができる。

実験の初期値を得るため、モデルは産業革命以前（19世紀半ば）のレベルで強制力を固定し長期間（450年）のスピンアップを行った。それに続いて20C3M実験に対する基準となるP1cctrl（pre-industrial control）実験を350年行った。20C3M実験は5メンバーからなるアンサンブル実験である。各メンバーはP1cctrl実験から50年おきに取ってきた異なる初期値からスタートさせる。これらメンバー間では内部変動は独立であるが、外部強制力は共通であるので、実験のアンサンブル平均が外部強制に対する応答とみなされ、またアンサンブル平均を引いた残差は内部変動とみなすことができる。実験の開始年を1850年とし、2000年までの151年間について上述の強制力を与えたランを各メンバーについて行った。

3. 結果

3.1 モデルにおけるAO

モデルの表現するAOがどの程度現実的かを検証しておくことは、モデルのAOの長期変動に対する信頼性を評価する上で重要である。図2は20C3M実験における北半球（北緯20度以北）の月平均海面気圧のEOF第1モードの空間分布を示している。比較のため観測（HadSLP; Basnett et al., 1997）の1979-1998年に対する図も示している。モデルは北極で負の偏差その周りの中緯度で正の偏差を示している。さらに負の偏差の極大はアイスランド付近にあり、その南側の西部大西洋の正偏差とでダイポール構造をなしてNAO的なパターンを示している。太平洋にもアリューシャン付近を中心とする正の偏差がみられる。これらの構造は観測されるパターンとよく一致し、モデルが現実的なAOを表現していることを示唆する。

AOの変動は地上気温偏差とも高い相関を示すことが知られている。Thompson et al. (2000) は、最近の地上気温トレンドのかなりの部分がAOのトレンドによって説明でき

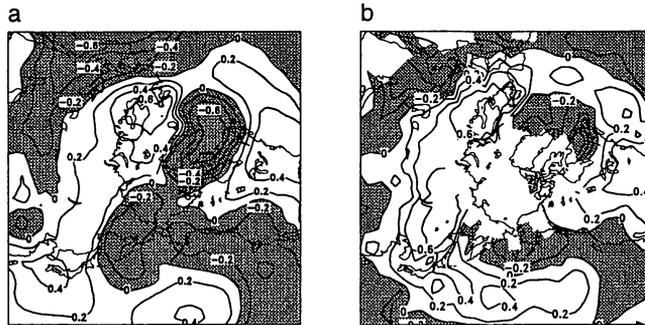


図3 AOインデックスと冬平均（11月～3月）地上気温偏差との相関分布。(a) モデルによる20C3M実験（1979-1998）、(b) 観測（HadCRU, 1979-1998）

るとしている。図3は北半球冬（12月～2月）平均地上気温偏差のAOインデックスとの相関分布である。モデルのAOに対して、スカンジナビア・ヨーロッパ北部で強い正の相関、ラブラドル海とその周辺で強い負の相関を示している。これらはそれぞれ、海面気圧偏差分布（図2a）に示されているアイスランド低気圧の強まりによる大西洋からの暖気移流および北極からの寒気移流の強まりに起因すると説明できる。この特徴は観測されるAOに対する地上気温相関分布（図3b）とよく一致している。観測ではさらにユーラシア大陸北部から日本付近にかけて伸びる正の相関が顕著である。モデルにおいても同様の特徴は見られるが、観測に比べて相関が小さい。中部北太平洋上の正相関とそれを囲む北米西岸からベーリング海にかけての負相関、および北米東部の正相関についてもモデルは観測との一致を示している。

3.2 全球平均地上気温

観測された20世紀の気候変化をモデルが再現しているかを確認するため、最も代表的でかつ観測データの信頼性が比較的高い全球平均地上気温の変化について調べる。図4は20C3M実験による各メンバーの全球平均地上気温の1941-1970年平均からの偏差の時系列およびそれらのアンサンブル平均を示している。また、観測値としてHadCRU (Rayner et al., 2003) による時系列も示している。観測された地上気温変化は、産業革命以前のレベルに比較して、1990年時点で約0.5度の上昇を示している。モデルのアンサンブル平均はこの変化量が観測とほぼ一致している。観測された気温は、20世紀前半に比較的大きな上昇の後、1940年代半ばから1960年代にかけて上昇がやや停滞し、その後1970年代以降に急激な上昇を示している。モデルによるアンサンブル平均は、この観測された数十年規模の変化傾向と概ね一致しているように見える。また、観測値はほとんどがアンサンブル間のばらつきの範囲内にある。これらのことから、モデルが再現する20世紀の気候変化において、強制に対する応答の大きさおよび内部変動の大きさがほぼ現実的であることが推測される。

3.3 数十年スケールのAO

数十年スケールのAOを次のように定義する。年平均した北半球（北緯20度以北）海面気圧から20年のローパスフィルタで数十年変動成分を取り出す。さらに、外部強制に対する応答成分と内部変動成分とに分離するため、アンサンブル平均とそれからの残差に分け、残差は5メンバー分をつなぎ合わせて長さ750年の一つのデータとして扱う。EOFを計算しそれぞれの第1モードをREXT（外部応答）およびINTV（内部変動）と定義する。

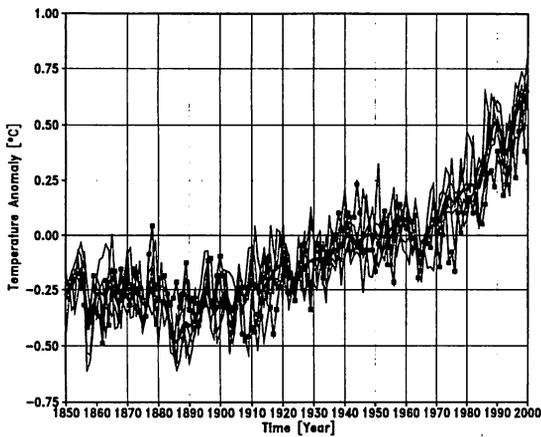


図4 20C3M実験で再現された全球平均地上気温偏差の時系列。1941-1970平均からの偏差で表されている。細い実線は実験の各メンバー、太い実線はアンサンブル平均、■のついた線は観測 (HadCRU)。

また比較のため、一般的な短い時間スケールの変動として、月々変動の北半球海面気圧のEOF第1モードも計算し、これをM-M (month-to-month) と呼ぶことにする。

REXTとINTVの時系列を図5に示している。REXTは、1930年頃から1970年頃までやや下降トレンドの後、20世紀末にかけて比較的大きな上昇トレンドを示している。これは観測されたAOの長期変動傾向(図1)と一致している。INTVについては各メンバーに対応する期間に分割して重ね合わせて示してある。各メンバーは独立と見なせるので、当然ながら、メンバー間の時系列にはほとんど相関がない。ここで注目すべきはその振幅である。REXTの上昇幅は20世紀末になるまで、INTVの標準偏差より小さい。このことから、観測に見られた1970年以前の数十年スケールのAOの変動は内部変動である可能性が高いと考えられる。1970年代以降の観測された顕著な上昇トレンドは統計的にも過去に例のない振幅であるとされている(Ostermeier and Wallace, 2003)が、モデルによるREXTの振幅はその3分の1くらいしかない。しかしこれにINTVの振幅を足し合わせると観測された振幅に匹敵する大きさとなる。観測された1970年代以降の大きな上昇トレンドはこのように人為起源の強制による気候変化と内部変動が足し合わされた結果かもしれない。

図6はREXTとINTVの海面気圧偏差分布を示している。INTVのパターンはM-M(図2a)と非常によく一致し(空間相関は0.95)、また観測されるAOにもよく似ている。ただし、M-Mや観測されるAOでは中緯度の正偏差の極大が太平洋よりも大西洋において強いのにに対し、数十年スケールのINTVでは太平洋のほうがやや強い。REXTのパターンは半

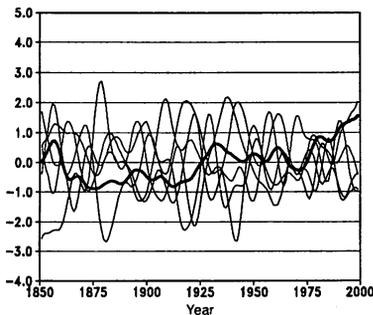


図5 20C3M実験における数十年スケールAOの時系列。INTVの標準偏差で規格化してある。細い実線は実験の各メンバー(INTV)、太い実線はアンサンブル平均(REXT)。INTVについては5メンバー分の750年を各メンバーに対応する期間に分割して重ね合わせて示してある。

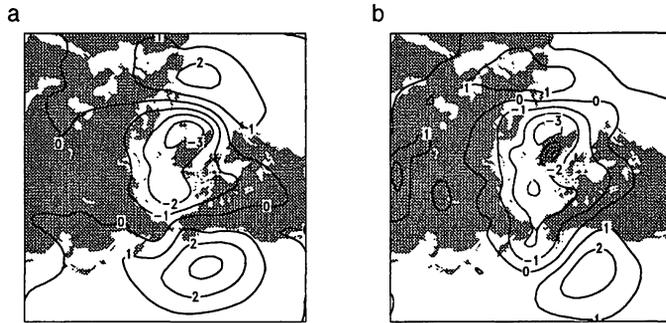


図6 20C3M実験における数十年スケールAO (a) INTV、および (b) REXTに対する海面気圧偏差分布。

球規模の特徴はAOに似た環状パターンであるが、M-Mとの空間相関は0.80とやや低くなっている。大西洋の正偏差の極大はINTVよりもさらに弱く、位置も北東にシフトしている。これに伴いジェット的位置が北東にシフトすることが示唆される。また、極域の負偏差もアイスランド付近への集中が弱く、北極海からベーリング海に伸びている。

数十年スケールの海面気圧変動に伴い地上気温も密接に関連した変動を示す。INTVと北半球冬期の地上気温偏差との相関分布 (図省略) は、M-Mに対する分布 (図3a) とよく似ている。M-Mと同様に、INTVの海面気圧偏差パターンに対応し、暖気流入の強化あるいは寒気移流の弱化が示唆される領域で気温が上昇、その逆の領域で気温が低下している。回帰により偏差の大きさを調べると、バレンツ海やオホーツク海南部など、海水縁辺の海域で大きな昇温が見られ、海水の応答がM-Mにおけるものよりも大きく影響していることが推測される。

一方、REXTに対応する気温偏差の分布 (図省略) は、全般的な温暖化の影響によりほとんどすべての領域で正偏差となっているが、昇温の大きさの相対的な地理分布は、INTVにおける偏差分布といくつか共通する特徴を持つ。たとえば北ヨーロッパ、ユーラシア～日本にかけて相対的に昇温が大きく、ラブラドル海付近やアメリカ西部、極東ロシアで相対的に昇温が小さい。しかし、北米の北極海沿岸やベーリング海が全般に昇温が大きく、温暖化に伴う北極海海水の全体的な減少の影響がINTVとはやや異なることが推測される。

3.4 帯状平均構造

短い時間スケールのAOは、帯状平均東西風の偏差を伴い、3次元構造は等価順圧的な環状構造を持つことが知られている。数十年スケールのAO的な変動は、大気の3次元構造についても短い時間スケールのAOと同様の構造であろうか。また、REXTとINTVでは構造が異なるのだろうか。そこで北半球冬期 (12月～3月) の帯状平均東西風の各変動モードへの回帰を調べた (図7)。INTVに対する東西風の偏差 (図7b) は、北緯50度付近を軸とする西風偏差と北緯30度付近を軸とする東風偏差のダイポール構造を見せている。西風偏差は極方向へ傾きを持ちながら上部成層圏まで伸びて上空ほど強まっており、順圧的な構造を示している。この構造はモデルのM-Mに対応する構造 (図7a) と非常によく一致しており、また観測されるAOに伴う構造 (例えば Thompson and Wallace, 2000) とよく一致する。一方、REXT (図7c) では、中緯度成層圏に西風偏差が見られるがINTVに見られるようなダイポール構造ではない。また、西風偏差はINTVに比べて軸

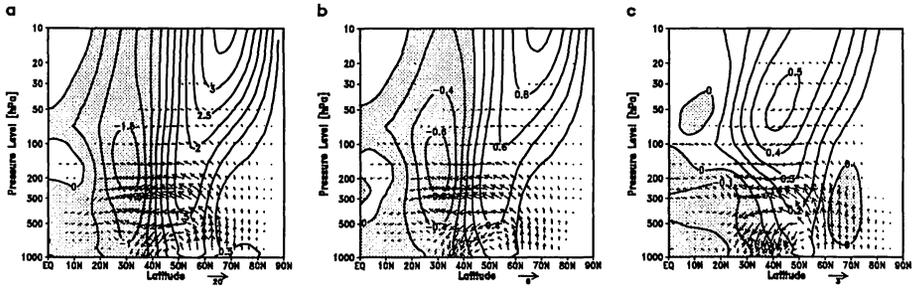


図7 AOインデックスへの回帰による12月～2月平均した帯状平均東西風偏差(等値線)およびE-Pフラックス偏差(ベクトル)。(a) 月々変動、(b) INTV、および(c) REXT。

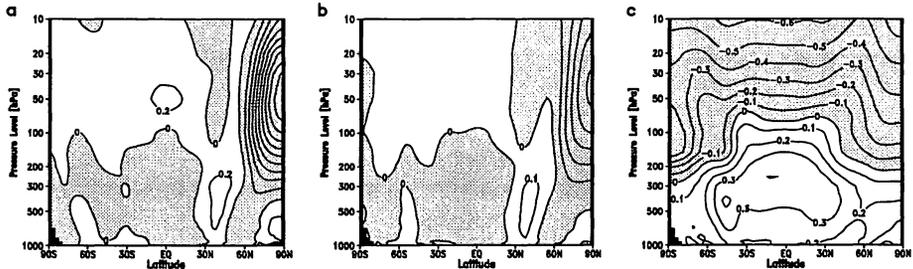


図8 AOインデックスへの回帰による12月～2月平均した帯状平均気温偏差(等値線)。(a) 月々変動、(b) INTV、および(c) REXT。

が低緯度にシフトし、北緯40度の高度50hPa付近に極大があり、中緯度ではやや傾圧的になっている。

短い時間スケールのAOにおいては、帯状平均東西風の偏差がプラネタリー波の伝播と相互作用し、しばしばそれを通じて対流圏と成層圏が結合した変動をすることが知られている(Kuroda and Kodera, 1999)。図7にはそれぞれの変動モードに対応するE-Pフラックスの偏差も示されている。M-Mに対応するE-Pフラックスの偏差は、高緯度の地表付近から上方に伝播する波が対流圏上部で赤道方向に屈折し、偏差フラックスが西風偏差領域で発散、東風偏差領域で収束となっている。これは東西風偏差が波による加速・減速と対応してことを示唆している。INTVに伴うE-Pフラックス偏差の構造はM-Mと非常によく似ている。数十年スケールにおいても短い時間スケールと同様にプラネタリー波と平均流の相互作用が帯状平均東西風の偏差構造に寄与していると考えられる。REXTに対するE-Pフラックス偏差もINTVと似た特徴の構造を示し、高緯度で上方に伝播するプラネタリー波が増加し対流圏上部で赤道方向に屈折している。しかし、東西風偏差構造はINTVとは異なるため、フラックス偏差の発散・収束とは一致しない。すなわちREXTにおける帯状平均東西風の偏差構造は、M-MやINTVとは異なるメカニズムによることが推測される。

気温偏差の帯状平均鉛直構造についても東西風と同様の回帰を計算して調べた(図8)。温度構造においてもINTVに伴う変動はM-Mと非常に近い構造をしており、下部成層圏の極渦で低温、中緯度対流圏で高温の偏差を示す。これは東西風偏差と温度風の関係で対応しているが、子午面循環に伴う断熱膨張・圧縮による冷却・加熱が寄与しているとしても理解できる。図7a,bに示されたE-Pフラックス偏差の波強制は西風を加速・減速するとともに極で上昇し中緯度で下降する子午面循環を強化する。これによる上昇域の極での

冷却、下降域にあたる中緯度での加熱が温度偏差構造に寄与していると説明できる。

一方、REXTに対する気温偏差の構造はこれらと大きく異なり、対流圏で全般に昇温、成層圏で全般に冷却となっている。M-MおよびINTVでは偏差は北半球に限られるが、REXTでは赤道に対し大まかには南北対称である。また、昇温は熱帯の上部対流圏および北半球高緯度の地表付近で相対的に大きい。これらは温室効果気体の増加による温暖化でよく知られた特徴（例えばRind et al., 1990）である。熱帯の昇温は主に積雲対流加熱の増加に起因するとされ、また北半球高緯度では海水や積雪の減少などに伴う地表からの加熱が寄与していると考えられる。細かく見ると、REXTに伴う成層圏の冷却には、熱帯対流圏界面付近から両半球の中緯度成層圏へと伸びる領域で、等値線の上方への湾曲が見られ、その極側での南北温度傾度を強化している。これはこれら領域で下降流となる子午面循環偏差（図省略）が生じていることと矛盾しない。この成層圏での南北温度傾度の強化が西風偏差構造（図7c）に結びついていると推測される。

4 まとめと考察

気象研究所の気候モデル（MRI-CGCM2.3）を用いた20世紀の気候再現実験を行った。モデルは観測された全球平均地上気温の変化をよく再現し、また内部変動として現実的なAOを再現している。数十年スケール変動について、外部強制に対する応答と内部変動に分離して解析し、どちらの変動成分においてもAOに似た海面気圧偏差パターンが見いだされた。外部強制応答のAO的変動は20世紀末に増加トレンドを示す。その振幅は観測されたAOのトレンドよりかなり小さく、内部変動の標準偏差と比較して有意な大きさであり、最近の観測されたAOのトレンドのかかなりの部分が人為強制によることを示唆する。内部変動のAO的変動は短い時間スケールのAOと似た3次元構造をしており、波と平均流の相互作用による力学的な（断熱的な）メカニズムにより説明できる。一方、外部強制応答のAO的変動に伴う温度構造は、主に対流圏の昇温と成層圏の冷却で特徴づけられる。これらは温室効果気体による非断熱加熱強制によって説明できる。

外部強制に対する応答と内部変動で大きく異なる鉛直構造をしているのにかかわらず、なぜどちらも地上ではAOに似たパターンを見せるのだろうか。二つの変動の共通点として、どちらも中緯度成層圏に西風偏差を持ち、さらに波フラックス偏差の構造が似ていることがあげられる。AOにおいては、波強制により生じる子午面循環偏差が地上のAOパターンを作ると考えられている（Kuroda and Kodera, 2004）。数十年スケールの外部強制応答においても、中緯度の成層圏の西風偏差に伴い、内部変動におけるものと似た波フラックス偏差が生じ、子午面循環の変化を介して地上のAOに似たパターンを作るのかもしれない。

地球温暖化に伴う中高緯度の気候変化はAOの変化に大きく左右されると考えられる。しかしその将来予測には多くの解明すべき課題がある。たとえば、対流圏のAO的循環パターンの要因となりうる成層圏の西風偏差が何によって作られるのかを解明する必要がある。温室効果気体による成層圏の冷却とそれに起因する成層圏の循環の変化によるものか、または対流圏の循環の変化に起因するプラネタリー波伝播の変化によるものか、議論の分かれるところである（Rind et al., 2002）。対流圏と成層圏を個別に強制する実験などを行い、これらについて調べていくことが今後の課題である。

参考文献

- Basnett, T. and D. Parker, 1997: Development of the Global Mean Sea Level Pressure Data Set GMSLP2, *Climate Research Technical Note*, 79, Hadley Centre, Met Office, FitzRoy Rd, Exeter, Devon, EX1 3PB, UK.
- Feldstein, S. B., 2002: The recent trend and variance increase of the annular mode, *J. Climate*, 15, 88-94.

- Kuroda, Y., and K. Kodera, 1999: Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2375-2378, doi:10.1029/1999GL900507.
- Kuroda, Y., and K. Kodera, 2004: Role of the Polar-night Jet Oscillation on the formation of the Arctic Oscillation in the Northern Hemisphere winter, *J. Geophys. Res.*, 109(D11112), doi:10.1029/2003JD004123.
- Lean J., J. Beer, and R. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610; implications for climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3195-3198.
- Ostermeier, G. M., and J. M. Wallace, 2003: Trends in the North Atlantic Oscillation/Northern Hemisphere Annular Mode during the Twentieth-Century, *J. Climate*, 16, 336-341.
- Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871-2000. *J. Geophys. Res.*, 108, 4407, doi 10.1029/2002JD002670.
- Rind, D., P. Lonergan, N. Balachandran, and D. Shindell, 2002: $2 \times \text{CO}_2$ and solar variability influences on the troposphere through wave-mean flow interactions. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80, 863.
- Rind, D., R. Suozzo, N.K. Balachandran, and M.J. Prather, 1990: Climate change and the middle atmosphere. Part I: The doubled CO_2 climate, *J. Atmos. Sci.*, 47, 475-494.
- Rodwell, M. J., D. P. Rowell, and C. K. Folland, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320-323.
- Sato, M., J.E. Hansen, M.P. McCormick, and J.B. Pollack 1993: Stratospheric aerosol optical depth, 1850-1990. *J. Geophys. Res.*, 98, 22987-22994.
- Shindell, D. T., R. L. Miller, G. V. Schmidt, and L. Pandolfo, 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse gas forcing. *Nature*, 399, 452-455.
- Shindell, D. T., G. A. Schmidt, R. L. Miller, and D. Rind, 2001: Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing, *J. Geophys. Res.*, 106, 7193-7210.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13, 1000-1016.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Climate*, 13, 1018-1036.
- Watanabe, M., and T. Nitta, 1998: Relative impacts of snow and sea surface temperature anomalies on an extreme phase in the winter atmospheric circulation, *J. Climate*, 11, 2837-2857.
- Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda, and T. Uchiyama, 2001: The new Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRI-CGCM2) — Model climate and variability —, *Pap. Meteor. Geophys.*, 51, 47-88.
- Yukimoto S., and A. Noda, 2002: Improvements of the Meteorological Research Institute global ocean-atmosphere Coupled GCM (MRI-CGCM2) and its climate sensitivity, *CGER's Supercomputer Activity Report*, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan.

2003年度(2003.7～2004.6) L.F.グループ会計報告

収入の部		支出の部	
前年度繰越	174,226	通信費	28,210
会費	337,000	印刷費	141,525
バックナンバー	3,000	月例会費	77,299
月例会懇親会費	33,500	役員手当	2,000
利子	12	消耗品	2,720
収入計	547,738	支出計	251,754

295,984円を翌年に繰り越します。

2004年度(2004.7～2005.6) L.F.グループ会計報告(見込額)

収入の部		支出の部	
前年度繰越	295,984	通信費(*)	40,000
会費	431,000	印刷費(*)	200,000
バックナンバー	0	月例会費	90,340
月例会懇親会費	26,500	役員手当	6,000
利子	12	消耗品	1,825
収入計	753,496	支出計(*)	338,165

415,331円(見込額)を翌年に繰り越します。(*)で示した項目が見込額です。

編集後記

グロースベッター第43巻を刊行致しました。今回のグロースベッターは、平成16年(2004年)11月1日に気象庁にて行った月例会「長期予報と大気大循環」(テーマ:気候の長期的な変化と季節予報)の講演論文6題で構成されています。論文によって文字の大きさや行間等に若干の違いがありますがご了承願います。

今年度の月例会は、11月1日(火)に気象庁本庁舎5階大会議室で開催する予定です(なお、場所は変更する場合がありますのでご注意願います)。テーマは、「地球温暖化と東アジアの気象」です。近年、日本を含め世界各地で異常気象が多発し、これらと地球温暖化との関係についての関心が年々高まっています。月例会について詳しくは、日本気象学会月刊誌「天気」の平成17年(2005年)5月号を参照願います。

また、「グロースベッター」への投稿もお待ちしております。調査・研究だけでなく、長期予報や気候研究についての意見・考察等も歓迎致します。

投稿・問い合わせは、

〒100-8122 千代田区大手町1-3-4 気象庁気候情報課内 L.F.グループ事務局
 TEL: (03)3212-8341 (内線3157) FAX: (03)3211-8406
 E-mail: lfd_clim@hq.kishou.go.jp

(事務局担当: 田中 昌太郎、福山 幸生)